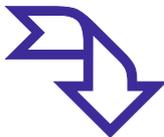
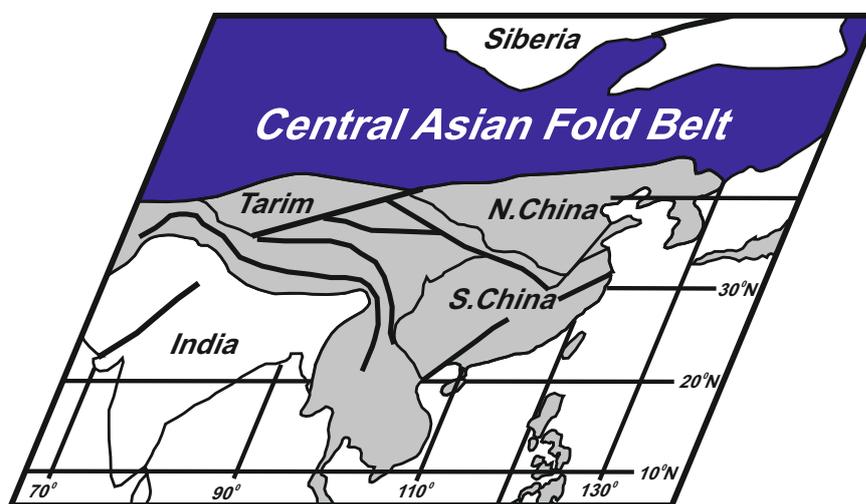




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА 
К КОНТИНЕНТУ



Материалы конференции

ВЫПУСК 22

ИРКУТСК
2024

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

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

Материалы научной конференции
Выпуск 22

(15–19 октября 2024 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

ИРКУТСК
2024

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. 22. 15–19 октября 2024 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск / ответственный редактор Е.В. Складчиков, председатель Оргкомитета Е.В. Складчиков; Сибирское отделение РАН, Институт земной коры СО РАН. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2024. – 340 с.

В сборнике представлены труды XXII 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. Формирование концептуальных основ мониторинга экстремальных геологических и эколого-геохимических процессов.

Председатель Оргкомитета конференции

чл.-корр. РАН Е.В. Складчиков (ответственный редактор)

Заместитель председателя Оргкомитета, председатель программного комитета

чл.-корр. РАН Д.П. Гладкочуб

Ученый секретарь конференции, заместитель председателя программного комитета

д.г.-м.н. Т.В. Донская

Ответственный секретарь конференции

к.г.-м.н. З.Л. Мотова

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ СЫРЬЯ И ТОПЛИВА ДЛЯ ДРЕВНЕГО ЖЕЛЕЗОПЛАВИЛЬНОГО ПРОИЗВОДСТВА (АРХЕОМЕТАЛЛУРГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС КАРА-ДЫТ III, РЕСПУБЛИКА ТЫВА)</i> А.Р. Агатова, Р.К. Непоп, В.С. Бусова, М.О. Филатова	12
<i>О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНДИОЗНОГО БАЯН-НУРСКОГО «СКАЛЬНОГО ОПОЛЗНЯ» (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)</i> А.Р. Агатова, Р.К. Непоп, А.В. Корсаков	14
<i>ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ПОСТОРОГЕННЫЙ АДАКИТОВЫЙ И АДАКИТОПОДОБНЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)</i> И.А. Александров, В.В. Ивин, А.Ю. Лебедев, М.В. Киселёв, В.В. Ивина	16
<i>ГАББРО-ДИОРИТОВЫЕ МАССИВЫ УНГО-ХИЛОКСКОГО АРЕАЛА, ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ: СОСТАВ И ВОЗРАСТ</i> Р.А. Бадмацыренова	19
<i>УЯЗВИМОСТЬ КРУПНЫХ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ КАМЧАТКИ С УЧЕТОМ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ</i> Л.П. Бержинская, Д.В. Киселёв, О.И. Саландаева	21
<i>КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ СКОПЛЕНИЙ ТРУДНОИЗВЛЕКАЕМЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ</i> И.В. Буддо, И.А. Шелохов, Н.В. Мисюркеева, А.А. Черных, Л.П. Шашкеева	24
<i>РОЛЬ S_{org} ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА СУХОЛОЖСКОГО ТИПА</i> А.Е. Будяк, Ю.И. Тарасова	26
<i>ГИБРИДИЗАЦИЯ МАГМ (mixing) В КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЙКАХ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ</i> Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков, А.В. Трофимов, Н.Д. Гусялков	29
<i>ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В МЕЗОЗОЕ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ</i> М.М. Буслов, А.В. Травин, А.В. Куликова, Л.В. Кунгурцев	32
<i>СТРУКТУРА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЛЮЧЕВСКОЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> В.А. Ванин	35
<i>ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ СОЛЕРОДНЫЙ ПАЛЕОБАССЕЙН ВЕНДА НА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЕ КРУПНОГО ВЕРХНЕЛЕНСКОГО ПОДНЯТИЯ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> А.Г. Вахромеев, А.Н. Процко, Т.Н. Корнилова, Д.О. Мамаков, Е.В. Демидова, Н.А. Иванова, М.А. Масленников	37
<i>КАРТИРОВАНИЕ НОВЫХ ПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ УВС НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ПЕРИКРАТОННЫХ ПРОГИБОВ</i> А.Г. Вахромеев, А.С. Смирнов, А.В. Колмаков, А.Л. Мейснер, Д.О. Мамаков	40
<i>ОРГАНОГЕННАЯ ПОСТРОЙКА В ОРОЧЕНСКОЙ СВИТЕ ВЕНДА – КЕМБРИЯ (ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ). ВЕСТИ С ПОЛЕЙ</i> Л.И. Ветлужских, М.С. Скрипников	43

<i>ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА В КАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ ПО ДАННЫМ AR-AR ДАТИРОВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА</i> Е.В. Ветров, Т.А. Бирюкова	46
<i>КАРБОНАТЫ МИШИХИНСКОЙ СВИТЫ САЛАИРА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА): СОСТАВ, ВОЗРАСТ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ</i> Н.И. Ветрова, Е.В. Ветров, А.И. Прошенкин, Н.А. Бычкова	48
<i>МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ДАЙКОВОГО РОЯ КЕРЕГЕТАС, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН</i> А.С. Волосов, С.В. Хромых, А.Э. Изох	50
<i>РОЛЬ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ УДИНСКОГО СЕКТОРА ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ (Sr, Nd, O, Pb) ДАННЫМ</i> А.А. Воронцов, В.В. Ярмолук, С.И. Дриль, В.М. Саватенков, Д.А. Лыхин, Е.Н. Федерягина, С.А. Сасим	53
<i>ЮЖНЫЙ ФЛАНГ СИБИРСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ: ГЕОДИНАМИКА И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ</i> Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская	56
<i>МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ В ПОРОДАХ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ</i> В.Е. Глушкова, И.С. Перетяжко, Е.А. Савина	60
<i>ОРДОВИКСКИЕ ГРАНИТОИДЫ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> Т.А. Гонегер	63
<i>РАННИЕ ГЕРЦИНИДЫ ВЕРХОЯНО-ОХОТСКОГО СУБРЕГИОНА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ТИПОВЫЕ РАЗРЕЗЫ, МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ, ДАТИРОВАНИЕ СТРАТОНОВ</i> В.С. Гриненко	65
<i>ТИПОВАЯ СТРУКТУРА СТАРОРУЧЬЕВСКОГО ТРОГА (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)</i> В.С. Гриненко, В.В. Баранов	67
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ВОЗРАСТНЫМ РУБЕЖАМ И ПЕТРОГЕНЕЗИСУ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИТМУРУНДИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН</i> А.В. Гурова, И.Ю. Сафонова, А.А. Перфилова, П.Д. Котлер	69
<i>ЗОЛОТО-МЕДНОПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В СВЯЗИ С МАЛЫМИ ИНТРУЗИВАМИ БОЛЬШЕПОРОЖСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО САЯНА</i> Н.И. Гусев, Л.Ю. Романова, Е.И. Берзон, К.В. Лобанов	71
<i>НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЕ – НИЖНЕДЕВОНСКИЕ (?) ТОЛЩИ ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА (БАССЕЙН Р. ХУТУДАБИГА): СВИДЕТЕЛЬСТВА ОТСУТСТВИЯ ОКЕАНА МЕЖДУ СИБИРЬЮ И БАЛТИКОЙ В РАННЕМ – СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ</i> М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, К.К. Сатановский, Д.А. Сарапулова	74
<i>СИЛЬНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ПИК САРЫЧЕВА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ)</i> А.В. Дегтерев	76
<i>ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ В XXI В.</i> А.В. Дегтерев, М.В. Чибисова	78
<i>МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ НАДСУБДУКЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков, А.Н. Журавлев, Н.Л. Вахтина	81

<i>РОЛЬ ПИРОКСЕНА В ОБЛАСТИ ПЛАВЛЕНИЯ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ИЯ-УДИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (БИРЮСИНСКИЙ БЛОК, СИБИРСКИЙ КРАТОН)</i>	
Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов	85
<i>ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ПАЛЕОАЗИАТСКАЯ И ПАЛЕОТИХООКЕАНСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ</i>	
И.М. Дербeko	87
<i>СТРУКТУРА МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ</i>	
А.Н. Диденко, М.Ю. Носырев, Г.З. Гильманова	90
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАССИВА ОНГОНИТОВ АРЫ-БУЛАК (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>	
А.С. Дмитриева, И.С. Перетяжко, Е.А. Савина	92
<i>ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ПАССИВНОЙ СЕЙСМИКИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ РАЗРЕЗА</i>	
А.А. Добрынина, В.А. Саньков, И.В. Будло, И.А. Шелохов	95
<i>ДЕТРИТОВЫЕ ГРАНАТ И ЦИРКОН ИЗ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИЛЮЙ (ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)</i>	
К.А. Докукина, А.В. Зайцев, И.А. Бакшеев	97
<i>ДОКОЛЛИЗИОННАЯ ИСТОРИЯ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА: ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД КОМПЛЕКСА ОЛЬХОН</i>	
Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Е.В. Склярков, У.С. Ефремова, А.В. Лавренчук, Е.И. Демонтерова	100
<i>U-РЬ ВОЗРАСТ МАФИЧЕСКИХ ВУЛКАНИТОВ В ЯМБУЙСКОМ БЛОКЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i>	
Н.А. Доронина, И.П. Падерин, Н.В. Родионов, А.В. Иванов, Т.А. Гонегер	104
<i>НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОКАЛИЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ: ПЕРВЫЕ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</i>	
А.Г. Дорошкевич, И.А. Избродин, Е.Ф. Летникова, А.Э. Изох, М.М. Козленко, И.Р. Прокопьев, А.В. Иванов	108
<i>ПЕТРОГЕНЕЗИС И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПОРОД ЩЕЛОЧНОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МАССИВА БУРПАЛА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
А.Г. Дорошкевич, В.М. Саватенков, А.В. Малютина, И.А. Избродин, И.Р. Прокопьев, А.Е. Старикова, Т.А. Радомская	111
<i>ТЕРМАЛЬНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПРИАНАБАРЬЯ: РЕКОНСТРУКЦИИ НА ОСНОВЕ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ</i>	
А.М. Дымшиц, Е.А. Гладкочуб, С.И. Костровицкий	114
<i>СОСТАВ И U-РЬ ВОЗРАСТ ПОРОД САРЛАМСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): К ПРОБЛЕМЕ АКТИВНОСТИ РАННЕЮРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В РЕГИОНЕ</i>	
А.Л. Елбаев, И.В. Гордиенко, В.Б. Хубанов	115
<i>РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА</i>	
В.Б. Ершова, А.В. Прокопьев	117
<i>СОСТАВ И U-РЬ ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КЕВАКТИНСКОЙ СЕРИИ ТОНОДСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i>	
У.С. Ефремова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, Н.А. Гребенкин, Н.В. Брянский, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов	119

<i>АЛАМБАЙСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА САЛАИРСКОГО КРЯЖА. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ</i> Ф.И. Жимулев, А.В. Котляров, А.С. Степанов, М.А. Фидлер	122
<i>РАННЕ- И СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ</i> В.Д. Зиндобрый, М.М. Буслов	124
<i>ТЕКТОНОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКАЯ ПАРАДИГМА В НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ</i> М.Ю. Зубков	127
<i>ПАРАДОКС ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ: НАЛИЧИЕ МОЩНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ОТСУТСТВИЕ ГРАНАТОВОЙ МЕТКИ У НИЗКОТИТАНИСТЫХ БАЗАЛЬТОВ</i> А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, А.М. Дымшиц, С.А. Писаревский, В.С. Каменецкий, Дж.Р. Фоулжер, Дж. Фетеан	130
<i>СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА ТЕРРИТОРИЙ Г. ИРКУТСКА</i> Н.В. Иванова, Л.П. Бержинская	132
<i>ДАЙКИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАК ИНДИКАТОР ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМ В ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КАМЕРАХ</i> А.Э. Изох, В.В. Егорова, И.Ф. Чайка, Р.А. Шелепаев, В.Р. Трофимова	135
<i>ИЛЬМЕНИТ ИЗ ПЕРИДОТИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК МИР И ОБНАЖЕННАЯ: МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС</i> Т.В. Калашникова, С.С. Воробей, С.И. Костровицкий	137
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ РАННЕПЕРМСКОГО МАГМАТИЗМА КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i> И.В. Кармышева, В.А. Яковлев, С.Н. Руднев	140
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО U-Pb SHRIMP-ДАТИРОВАНИЮ ЦИРКОНОВ ИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД АЛБАЗИНСКОЙ И ДРУГИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ УЛЬБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)</i> В.Е. Кириллов, С.И. Трушин, В.В. Иванов, Ю.Ю. Юрченко	142
<i>ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ НЕФРИТА ПО АПАТИТУ: КАВОКТИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ</i> Е.В. Кислов, А.В. Иванов, А.А. Каримов, Н.В. Брянский, Ю.Д. Щербаков	145
<i>МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СОБЫТИЯ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> В.П. Ковач, И.К. Козаков, К.-Л. Ван, Х.-Я. Ли	148
<i>А ГОРЯЧИ ЛИ «ГОРЯЧИЕ» ГРАНИТЫ (ПРИМЕР ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ)?</i> А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, С.Е. Борисовский	151
<i>ПРИЗНАКИ ТЕКТОНОГРАВИТАЦИОННОГО КОЛЛАПСА ОРОГЕНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА (АДЫГЕЙСКИЙ СЕКТОР)</i> С.Ю. Колодяжный, Н.Б. Кузнецов, Е.И. Махиня, Е.А. Шалаева, К.И. Данцова	153
<i>ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЗДНЕЮРСКИХ – РАННЕМЕЛОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КЛЮЧЕВСКОЕ ЧИТИНСКОЙ ОБЛАСТИ И «КРАСИВОЕ» ХАБАРОВСКОГО КРАЯ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)</i> К.М. Константинов, И.К. Константинов, Л.Р. Косарева, Е.А. Денисюк, Д.Ю. Кокодей, Н.И. Пилипенко, Е.А. Сиселятин	155

<i>ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i> К.М. Константинов, Е.В. Скляр, Л.Р. Косарева, А.В. Лавренчук, Е.В. Пушкарев, Г.К. Константинов, П.Н. Воробьева, А.Е. Дугарова, В.А. Перова, Н.И. Пилипенко, Е.А. Сиселятин, Э.Б. Тулесонова	158
<i>КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ</i> А.Т. Корольков	161
<i>ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА)</i> В.Н. Королюк, Ф.П. Леснов, Ч.О. Кадыр-оол, А.А. Монгуш, Ч.К. Ойдуп	165
<i>ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И ПРОЦЕССЫ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МАТЕРИАЛА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ</i> А.В. Корсаков, С.П. Демин, Е.Е. Подугольникова, Д.С. Михайленко	168
<i>ОЛИВИНЫ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ</i> С.И. Костровицкий, Т.В. Калашникова	170
<i>С- и Sr-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (низовья р. Бол. Пум)</i> Б.Б. Кочнев, Б.Г. Покровский, А.Б. Кузнецов, В.В. Марусин, С.В. Рудько	173
<i>СОПОСТАВЛЕНИЕ НАБОРОВ U-РЬ ВОЗРАСТОВ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ АШИНСКОЙ И СЫЛВИЦКОЙ СЕРИЙ ЮЖНОГО И СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТОВ ЗАПАДНОУРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ</i> Н.Б. Кузнецов	176
<i>ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КИСЕЛИХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ (СЕВЕРО-ЗАПАД ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)</i> А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова, Е.Ф. Бабицкий, Н.В. Брянский, В.Б. Хубанов, А.С. Дубенский	179
<i>ПОПЕРЕЧНАЯ ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> В.С. Ланцева	181
<i>ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ЦИРКОНА ИЗ МЕТАТУФОПЕСЧАНИКОВ ШИДЖАТМАЗСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА: ВКЛАД В РЕГИОНАЛЬНУЮ СТРАТИГРАФИЮ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ</i> И.В. Латышева, Н.Б. Кузнецов, А.А. Разумовский, А.В. Шацлло, Т.В. Романюк, И.В. Федюкин, К.И. Данцова, А.С. Новикова	183
<i>U-РЬ ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ КРАСНОЦВЕТНЫХ ПЕСЧАНИКОВ ХАНИНСКОЙ СВИТЫ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА (НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ АЛДАНСКОГО ЩИТА)</i> И.В. Латышева, А.В. Шацлло, Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов, А.С. Новикова, А.С. Дубенский	186
<i>АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП В ГЕОЛОГИИ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН ТЯНЬ-ШАНЯ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ</i> М.Г. Леонов	189
<i>ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА)</i> Ф.П. Леснов, А.Л. Рагозин, В.Н. Королюк, Ч.О. Кадыр-оол, А.А. Монгуш, Ч.К. Ойдуп	192
<i>ИСПОЛЬЗОВАНИЕ U-РЬ ДАТИРОВОК ПОЛИХРОННЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ (ЮЖНАЯ ТУВА)</i> Ф.П. Леснов, В.В. Хлестов, А.В. Карпов, В.Н. Королюк, Ч.О. Кадыр-оол, А.А. Монгуш, Ч.К. Ойдуп	195

<i>МНОГОЛИКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i>	
Е.Ф. Летникова, А.В. Иванов, Д.А. Кошкарев, И.С. Шарыгин, А.Э. Изох, А.Г. Дорошкевич, Е.В. Решетов, И.Р. Прокопьев	198
<i>ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ, PT-ПАРАМЕТРЫ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД АНГАРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)</i>	
И.И. Лиханов	200
<i>АПТ-АЛЬБСКИЙ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЧУКОТКИ</i>	
М.В. Лучицкая, Е.В. Ватрушкина, Л.С. Канимбур	203
<i>КАРСТОВО-ЭРОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ КРУПНОГО РАВНИННОГО ВОДОХРАНИЛИЩА</i>	
О.А. Мазаева, В.А. Бабичева	206
<i>АКСОНОКЛИНАЛИ В СТРУКТУРЕ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
А.М. Мазукабов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Е.В. Складков	209
<i>КОНЦЕНТРАЦИЯ ТАЛЛИЯ В БАЗАЛЬТАХ СИБИРСКИХ ТРАППОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕТЕРОГЕННОГО ИСТОЧНИКА ПЛАВЛЕНИЯ</i>	
А.Е. Марфин, Ш.Т. Радер, А.В. Иванов	211
<i>ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СТРУКТУР МОНАСТЫРСКОГО РАЗЛОМА (СОЧИ-КРАСНОПОЛЯНСКИЙ СЕКТОР ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КAVKAZA)</i>	
Е.И. Махиня, С.Ю. Колодяжный, М.А. Устинова, Е.А. Шалаева, К.И. Данцова, Т.В. Романюк	213
<i>ЭПГ В БАЗАЛЬТОИДАХ ДАУРО-ХЭНТЕЙСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>	
А.Я. Медведев, А.А. Каримов, В.А. Беляев	216
<i>ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ПРИЛОЖЕНИИ К ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫМ РЕКОНСТРУКЦИЯМ В АБСОЛЮТНЫХ КООРДИНАТАХ</i>	
Д.В. Метелкин, В.В. Абашев, А.А. Елисеев, Е.В. Виноградов, М.Е. Лузан	218
<i>ЭПГ-Su-Ni ОРУДЕНЕНИЕ АЛХАДЫРСКОГО ТЕРРЕЙНА: ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА, ПЕРСПЕКТИВЫ</i>	
А.С. Мехоношин, Т.Б. Колотилина	221
<i>СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО УДИНО-ВИТИМСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>	
О.Р. Минина, И.В. Викентьев, И.Д. Соболев, В.С. Ланцева	223
<i>ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ В АРКТИКЕ</i>	
Н.В. Мисюркева И.В. Буддо, И.А. Шелухов	226
<i>ПРОТОДУГОВО-ПРЕДДУГОВЫЙ МАГМАТИЗМ И РОЛЬ ДЕКОМПРЕССИОННОГО ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИИ НА РАННИХ СТАДИЯХ СУБДУКЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ТАННУОЛЬСКО-ХАМСАРИНСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ)</i>	
А.А. Монгуш, П. Ольшевский	228
<i>ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОСТОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ НАРЫН (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ТУВА)</i>	
У.А. Мороз, А.В. Никифоров, А.М. Козловский	231
<i>ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЧЕХЛА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i>	
З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, В.Б. Хубанов	233
<i>БАРУНМАНХАНСКИЙ МАССИВ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ): ОТ СКАРНОВ К АГПАЙТОВЫМ МАГМАТИЧЕСКИМ ПОРОДАМ</i>	
А.В. Никифоров, Н.А. Поляков, У.А. Мороз, А.К. Хертек	237

<i>ПЕТРОГЕНЕЗИС, U-Pb-ВОЗРАСТ, Rb-Sr- И Sm-Nd-СИСТЕМАТИКА ГРАНИТОИДОВ РЯЗАНОВСКОГО МАССИВА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)</i>	239
А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, И.И. Лиханов, Ю.Л. Ронкин	
<i>ВЕНДСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ТЕЛА НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ</i>	242
А.М. Пасенко	
<i>МИОЦЕНОВЫЕ БАЗАНИТОВЫЕ RETIT-SPOT ВУЛКАНЫ НА МЕЛОВОМ ГАЙОТЕ АЛЬБА (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН): ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</i>	244
И.С. Перегяжко, Е.А. Савина, И.А. Пуляева	
<i>МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧИКСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (САНГИЛЕНСКОЕ НАГОРЬЕ, РЕСПУБЛИКА ТЫВА)</i>	247
Н.А. Поляков, А.В. Никифоров, А.К. Хертек	
<i>РОЛЬ РИФТОГЕНЕЗА И ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ДЕПРЕССИЙ НА ОКРАИНАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКИЙ ПРОГИБ И ВИЛЮЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА)</i>	250
О.П. Полянский, Ю.Ф. Филиппов, В.А. Симонов	
<i>ДРЕВНЕЙШИЕ ТОЛЩИ ОСЕВОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОГО ОРОГЕНА</i>	253
А.В. Прокопьев, В.И. Шпикерман, Д.А. Васильев, В.Б. Ершова	
<i>ФЛЮОРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ И ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ</i>	255
И.Р. Прокопьев, В.О. Горюнова	
<i>ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА: ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТА</i>	258
Е.В. Пушкарев	
<i>ПЕРВЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ПРИСУТСТВИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД В УФАЛЕЙСКОМ БЛОКЕ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ</i>	260
Е.В. Пушкарев, Г.Ю. Шардакова, А.Б. Котов, А.О. Симанкова	
<i>ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ОСНОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО РАЗРЕЗА ФУНДАМЕНТА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ (СЕВЕРНЫЙ КAVKAZ, БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА, УРЛЕШСКАЯ СВИТА)</i>	262
А.А. Разумовский, Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, И.В. Латышева, К.И. Данцова, А.С. Дубенский, К.Г. Ерофеева, О.А. Маслова, А.С. Новикова, И.В. Федюкин, А.В. Шацилло, В.С. Шешуков	
<i>СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ ГАББРО-НОРИТОВАЯ СЕРИЯ В СТРУКТУРАХ ЮЖНОГО УРАЛА: ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР И U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ</i>	265
И.Р. Рахимов	
<i>НАЧАЛО АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ В ТАННУОЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЕ ПО ВОЗРАСТУ КСЕНОКРИСТОВОГО ЦИРКОНА В ВОСТОЧНО-ТАННУОЛЬСКОМ БАТОЛИТЕ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i>	267
Л.Ю. Романова, Н.И. Гусев, А.Н. Ларионов	
<i>КАСТЕЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВ – ЛОКАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ДЛЯ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ДЕМЕРДЖИЙСКОЙ СВИТЫ (ГОРНЫЙ КРЫМ)</i>	270
Т.В. Романюк	
<i>СОВРЕМЕННАЯ ЭКЗОГЕДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ (НА ПРИМЕРЕ АБРАЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ)</i>	273
А.А. Рыбченко, А.В. Кадетова, А.А. Юрьев	
<i>РАЗВИТИЕ ЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ (ОЛОВСКАЯ, УСУГЛИНСКАЯ ВПАДИНЫ) В ПОЗДНЕЮРСКИЙ – РАННЕМЕЛОВОЙ ПЕРИОД: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</i>	275
В.М. Саватенков, А.М. Ларин, Е.Б. Сальникова, Л.В. Шпакович, А.А. Иванова, М.В. Кузнецов	

<i>ГЕОХИМИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ВИШНЯКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ, ВОСТОЧНЫЙ СЯН)</i> В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова, Е.П. Базарова, Б.С. Данилов, И.С. Шарыгин	277
<i>МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ. ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТРЕКОВОМУ ДАТИРОВАНИЮ АПАТИТА</i> Л.П. Семенова, С.В. Малышев, А.А. Каримов, Н.В. Брянский, У.С. Ефремова, А.В. Иванов, А.А. Аленичева, Ю.Ю. Юрченко	280
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАРАМЕТРАХ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> В.А. Симонов, О.П. Полянский, А.В. Котляров, Ю.Ф. Филиппов, А.Л. Рагозин	283
<i>КОРОВЫЕ КАРБОНАТИТЫ: ДЕФИНИЦИИ, ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ, ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ</i> Е.В. Складчиков, А.В. Лавренчук	286
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИСТОЧНИКАХ КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА ОЛЬХОН (ОЗ. БАЙКАЛ)</i> Т.М. Сквитина, А.Б. Котов, Т.В. Донская, Е.В. Адамская, В.П. Ковач, Е.В. Толмачева, Ю.В. Плоткина, И.Н. Бучнев	289
<i>ХРОНОЛОГИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА И ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ СУБДУКЦИОННЫХ СОБЫТИЙ В АККРЕЦИОННЫХ ПОЯСАХ (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ)</i> С.Ю. Скузоватов, Х. Чен, А.В. Скобленко, А. Везине	292
<i>АЛДАНО-БАЙКИТСКАЯ СИСТЕМА ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВЕРХНЕЙ КОРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> А.В. Сметанин, А.К. Марченко	295
<i>ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ММЕ: ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДОВ (НА ПРИМЕРЕ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА, ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i> А.Е. Смолякова, В.Г. Владимиров	296
<i>ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КРУПНООБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В МАРНИНСКОЙ СВИТЕ ПРИСАЯНЬЯ: МАРИНОНСКИЙ ЦИКЛ ЗАМЕРЗАНИЯ И ОТТАИВАНИЯ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА</i> Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая	299
<i>ФОРМЫ АКРИТАРХ, СОХРАНЯЮЩИЕ ОБЪЕМ В ИСКОПАЕМОМ СОСТОЯНИИ: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ И ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА</i> А.М. Станевич	302
<i>ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ЭТАП В ФОРМИРОВАНИИ КАТУГИНСКОГО Nb-Ta-REE-Zr МЕСТОРОЖДЕНИЯ: СВИДЕТЕЛЬСТВА УЧАСТИЯ ГЛУБИННЫХ СОЛЕВЫХ РАСПЛАВОВ</i> А.Е. Старикова, Е.В. Складчиков	305
<i>ЛИТОГЕОХИМИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ТОЧЕРСКОЙ СВИТЫ БАГДАРИНСКОЙ СИНФОРМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> В.С. Ташлыков, О.Р. Минина, З.Л. Могова, Н.А. Доронина, С.И. Штельмах	307
<i>ТУНГУССКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН КАК АРХЕЙСКОЕ ЯДРО СИБИРСКОГО КРАТОНА: СВИДЕТЕЛЬСТВА ПО НЕОАРХЕЙСКИМ ГРАНИТОИДАМ И МЕТАМОРФИЧЕСКИМ ПОРОДАМ</i> О.М. Туркина	309
<i>СОСТАВ БАЗАЛЬНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ О. ВРАНГЕЛЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ДЕФОРМАЦИОННОЙ ИСТОРИИ РЕГИОНА</i> М.И. Тучкова, Т.В. Филимонова, Т.Н. Исакова, С.Д. Соколов, В.Э. Загоскина-Белошей, А.С. Дубенский	312

<i>ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ – РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ РУДНОГО АЛТАЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРОЦЕССОВ НА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА</i> С.В. Хромых, П.Д. Котлер, Д.В. Семенова, Е.А. Ильичева, А.В. Куликова	313
<i>ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННО-ТУФОГЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕПЕГТЫМЕЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ ЧУКОТСКОГО ТЕРРЕЙНА</i> Н.В. Цуканов, Е.В. Ватрушкина, М.В. Лучицкая, К.Н. Мазуркевич	315
<i>НИЖНЯЯ КОРА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (данные по ксенолитам из кайнозойских щелочных базальтов)</i> А.А. Цыганков, Г.Н. Бурмакина, И.В. Ащепков, Н.Д. Гусляков	317
<i>КАЙНОЗОЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА ДАЧИ (ДАРИГАНГА-ЧИФЭН): ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ ПЕРЕХОД ИСТОЧНИКОВ ВУЛКАНИЗМА ОТ ПРОТОЛИТОВ СЕВЕРО-КИТАЙСКОГО КРАТОНА К ПРОТОЛИТАМ ГЛУБОКОЙ МАНТИИ</i> И.С. Чувашова, С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина	320
<i>ПРОВЕНАНС-СИГНАЛ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В АЛЛЮВИИ ДАХОВСКОЙ ВПАДИНЫ (Р. БЕЛАЯ)</i> Е.А. Шалаева, Н.Б. Кузнецов, С.Ю. Колодяжный, Е.И. Махиня, А.А. Большухин, Г.Е. Парфенов, В.И. Овсянников, К.И. Данцова, Т.В. Романюк	322
<i>МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ АЙЛЛИКИТОВ ИЗ ТРУБКИ ЮЖНАЯ, ЗИМИНСКИЙ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС, В. САЯН</i> В.В. Шарыгин, А.Г. Дорошкевич	325
<i>ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО КРАСНОЦВЕТАМ КУМАХ-УЛАХСКОЙ СВИТЫ (РАННИЙ ЭДИАКАРИЙ, СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)</i> А.В. Шацлло, И.В. Латышева, Д.В. Рудько, И.В. Федюкин	328
<i>СОВРЕМЕННЫЕ БЕСПИЛОТНЫЕ АВИАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ КАК ЭФФЕКТИВНЫЙ ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ РАЗВЕДКИ АРКТИЧЕСКИХ НЕДР</i> И.А. Шелохов, И.В. Буддо, М.В. Шарлов, Т.Н. Пестюрин, Н.В. Мисюркеева, А.А. Черных, Л.П. Шашкеева	330
<i>ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ СНОСА КАК ФАКТОР ДЛЯ ОГРАНИЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР (НА ПРИМЕРЕ МЕТАОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА)</i> С.И. Школьник, Е.Ф. Летникова, А.В. Иванов, А.И. Прошенкин, К.К. Колесов	332
<i>ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ НЕЙРОННОЙ СЕТИ ДЛЯ АНАЛИЗА И ИССЛЕДОВАНИЯ БУГРОВ ПУЧЕНИЯ В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ</i> А.А. Юрьев, А.А. Рыбченко, И.В. Буддо	335
<i>СЕГМЕНТИРОВАННОЕ СТРОЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ: НА ПРИМЕРЕ ХЭНТЕЙСКОГО СЕГМЕНТА</i> В.В. Ярмлюк, А.М. Козловский, Д.В. Коваленко	337
Авторский указатель	339



К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ СЫРЬЯ И ТОПЛИВА ДЛЯ ДРЕВНЕГО ЖЕЛЕЗОПЛАВИЛЬНОГО ПРОИЗВОДСТВА (АРХЕОМЕТАЛЛУРГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС КАРА-ДЫТ III, РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

А.Р. Агатова^{1,2}, Р.К. Непоп^{1,2}, В.С. Бусова³, М.О. Филатова⁴

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, agatr@mail.ru

² Екатеринбург, Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина

³ Санкт-Петербург, Институт истории материальной культуры РАН

⁴ Новосибирск, Институт археологии и этнографии СО РАН

В юго-западной части Республики Тыва сконцентрирован ряд месторождений и рудопроявлений, в том числе железорудных [1]. Железные руды использовались для бытовых и военных нужд населявшими эту территорию древними кочевыми народами. Недавно открытый археометаллургический комплекс Кара-Дыт III включает ряд овальных железоплавильных печей с горновыми и выпускными шлаками с большим количеством древесных углей (раскопки В.С. Бусовой, ИИМК РАН). Комплекс территориально связан с однослойной стоянкой Кара-Дыт II, предположительно отнесенной к эпохе раннего средневековья. Ее кратковременность может указывать на пребывание кочевников в долине р. Кара-Дыт с целью разовой выплавки железа. Источник топлива для данного производства в долине имеется: непосредственно в районе памятников древесная растительность, среди которой преобладает лиственница, произрастает в пойме реки; выше по течению лес занимает днище и оба склона долины. Тем не менее размещение производства железа в долине р. Кара-Дыт вызвало вопрос о возможных источниках рудного сырья.

Ближайшее относительно крупное Улатайское гематит-магнетитовое месторождение Fe расположено в верховьях долины р. Улатай на расстоянии ~45 км по прямой от комплекса Кара-Дыт III. Маршрутными геолого-геоморфологическими исследованиями, проведенными в 2024 г., в средней части долины Улатай в аллювии на поверхности левобережной первой надпойменной цокольной террасы выявлено большое количество галек и мелких валунов гематита и магнетита и окатанные фрагменты металлургических шлаков размером до 15 см. Скопления рудных галек и шлаков в основном приурочены к неглубоким логам, секущим террасу, однако в коренных породах левого склона долины соответствующих рудопроявлений не обнаружено; вероятно, область сноса полностью связана с Улатайским месторождением в ее верховьях. При этом в отложениях поймы рудные обломки не обнаружены, что указывает на концентрацию рудного материала в аллювии лишь на предшествующем эрозионном этапе развития этой долины. Наличие богатого легкодоступного рудного сырья (в коренном залегании и в виде рудных галек и валунов) и произрастание густой древесной растительности в пойме Улатая являются очевидными предпосылками для производства железа в этой долине в древности, о чем и свидетельствуют находки шлаков. Обнаружение здесь плавильных печей (в случае их сохранности) является делом недалекого будущего. Состав металлургических шлаков из комплекса Кара-Дыт III не противоречит возможному использованию в них рудного сырья из Улатайского месторождения. Однако именно наличие всех необходимых для производства железа условий и следов такого производства в самой долине Улатая вызывает сомнения в необходимости везти сырую руду в другие, тем более достаточно удаленные, места, в том числе в долину р. Кара-Дыт.

В то же время маршрутными исследованиями в долине Кара-Дыта каких-либо значимых железорудных проявлений не установлено. Можно отметить, что на левом берегу в верховьях долины расположено Солчурское свинцово-цинковое месторождение, минеральная форма руд в пределах которого представлена вторичными минералами Mn, Fe, Zn, Pb [1]. В непосредственной близости от памятника Кара-Дыт III на противоположном от него левом склоне долины по зонам повышенной трещиноватости в нижнекаменноугольных песчаниках и алевролитах авторами выявлено локальное гидротермальное преимущественно Mn оруденение в виде натечков и пропиток по трещинам. Не исключено, что возможно существовавшее когда-то в долине Кара-Дыта локальное железорудное проявление, достаточное для разовой плавки в небольшом количестве

печей, было просто выработано. Вероятность такого сценария подтверждается, например, огромным количеством древних копей на ряде участков Чиргакского месторождения (Co, Cu), в пределах которых в настоящее время фиксируется лишь неравномерная убогая минерализация [1]. Еще одним возможным объяснением расположения железоплавильного производства в долине Кара-Дыта на нижней границе лесного пояса является доставка туда железной руды с неизвестных рудопрооявлений из близлежащих безлесных приграничных с Монголией районов. Эта территория до сих пор является слабоизученной в плане полезных ископаемых. Для установления источников сырья в печах памятника Кара-Дыт III необходимы дальнейшие детальные исследования минералогии и геохимии фрагментов руды и металлургических шлаков и поиски возможной самостоятельной металлургической провинции эпохи средневековья.

Исследования выполнены при поддержке РФФ, проект № 23-78-10118 «Цифровая дендроархеология: новейшие методики пробоподготовки и датирования археологической древесины и углей бореальной зоны Евразии».

[1] *Лебедев Н.И.* Минеральные ресурсы Тувы: обзор и анализ полезных ископаемых. Кызыл: ТувИ-КОПР СО РАН, 2012. 284 с.



О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНДИОЗНОГО БАЯН-НУРСКОГО «СКАЛЬНОГО ОПОЛЗНЯ» (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)

А.Р. Агатова^{1,2}, Р.К. Непоп^{1,2}, А.В. Корсаков¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, agatr@mail.ru

² Екатеринбург, Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина

В ряду катастрофических для человека природных явлений, вызываемых сейсмическими процессами в горах, особое внимание всегда привлекали наиболее крупные обвалы, оползни, скальные лавины. Эти явления опасны как сами по себе, так и за счет формирования подпрудных озер и их спусков, также нередко разрушительных. Оценка объемов, дальности и скорости одно-моментного смещения субстрата является вкладом в фундаментальные исследования максимально возможных параметров катастрофических процессов на Земле.

В Центрально-Азиатском горном поясе в качестве одного из таких объектов в течение многих лет рассматривается грандиозный доисторический Баян-Нурский скальный оползень (Монгольский Алтай), связываемый с активным Кобдинским разломом [1–4]. Тело оползня зафиксировано у подножия северного склона хребта Таван-Билчрийн-Ула, сложенного, как указано в работах [1–3], кембрийскими метаосадками. Согласно оценкам, отложения, смещенные по механизму каменной лавины на расстояние до 12.5 км от стенки отрыва, занимают площадь 40 км²; их объем составляет 5 км³; скорость движения обломков на левом фланге высотой 130 м превышала 180 км/ч. По морфологии поверхности выделены фронтальная, средняя и тыловая части оползня, характеризующиеся разными типами движения материала. В тыловой части у подножия стенки отрыва выявлено скопление обломков мощностью 200–400 м и объемом ~1.5 км³ (30–40 % от всего объема оползня), в пределах которого идентифицированы две последние относительно небольшие каменные лавины. Все параметры Баян-Нурской каменной лавины реконструированы путем дешифрирования космоснимков и легли в основу оценок скоростей ее движения.

В 2024 г. авторами впервые были проведены полевые исследования этого района, которые позволили получить следующие результаты.

1. Выделенные границы оползня полностью совпадают с границами выхода на поверхность гранитного батолита у подножия северного макросклона хребта Таван-Билчрийн-Ула (3657 м) – ромбовидного тектонического блока в составе хребта Цамбагарав. Сероцветные граниты и ороговикованные на контакте с ними метаморфические сланцы с дайками порфириров слагают локальный водораздел между оз. Баян-Нур на востоке и почти полностью осушенной озерной котловиной на западе. Денудацией препарируется кровля батолита в зоне ее контакта со вмещающими сланцами, рельеф поверхности сходен с казахским мелкосопочником. Эти же породы частично слагают массив Таван-Билчрийн-Ула, отделенный от впадины разломом.

2. За наиболее молодые каменные лавины приняты трансформированные в каменные глетчеры голоценовые (?) морены в устьях коротких троговых долин. В верховьях этих долин в пределах каров до сих пор сохраняются остаточные висячие ледники. Обломочный чехол у подножия уступа между долинами формируют флювиогляциальные и склоновые (в основном осыпные) процессы.

3. В районе вершины Таван-Билчрийн-Ула отседание по разлому крупного блока в нижней части северного макросклона, где аккумулярованы мощные (до 200 м) плейстоценовые морены, могло произойти в результате гравитационно-сейсмических процессов. В зоне растяжения вдоль склона здесь сформировалась эрозионная долина, принимающая сток с ледников. Размеры отсевшего блока составляют ~4 км вдоль склона и ~1.8 км в поперечнике, тем не менее масштабы этого явления не сравнимы с приведенными выше реконструкциями.

В качестве основных выводов исследований авторов следует отметить, что, несмотря на высокую сейсмическую активность регионального Кобдинского разлома и современные при-

меры ее влияния на рельеф и оледенение массива Цамбагарав [5, 6], изученный район Монгольского Алтая не может служить примером возникновения столь грандиозных сейсмоиндуцированных склоновых процессов; во избежание ошибочных реконструкций результаты дистанционного зондирования необходимо заверять полевыми геолого-геоморфологическими исследованиями.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400214-9).

- [1] *Strom A.L.* Mechanism of stratification and abnormal crushing of rockslide deposits // Proceedings of the 7th International IAEG Congress 3. Rotterdam: Balkema, 1994. P. 1287–1295.
- [2] *Strom A.L.* Giant ancient rock slides and rock avalanches in the Tien Shan Mountains, Kyrgyzstan // *Landslide News*. 1998. V. 11. P. 20–23.
- [3] *Strom A.L.* Gigantic rockslides and rock avalanches in the Central Asian region. Proceedings of the 11th International Symposium on Landslides. Norway, 2005.
- [4] *Landslides from massive rock slope failure* / Eds S.G. Evans, G.S. Mugnozza, A. Strom, R.L. Hermanns. Dordrecht: Springer, 2007. V. 49. 662 p.
- [5] *Авдеев В.А., Нартов С.В., Балжинням И., Монхоо Д., Эрдэнбилэг Б.* Цамбагаравское землетрясение 23 июля 1988 г. (Западная Монголия) // *Геология и геофизика*. 1989. № 11. С. 118–124.
- [6] *Agatova A., Nepov R., Ganyushkin D., Otgonbayar D., Griga S., Ovchinnikov I.* Specific effects of the 1988 earthquake on topography and glaciation of the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai) based on remote sensing and field data // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. № 4. 917.



ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ПОСТОРОГЕННЫЙ АДАКИТОВЫЙ И АДАКИТОПОДОБНЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

И.А. Александров, В.В. Ивин, А.Ю. Лебедев, М.В. Киселёв, В.В. Ивина

Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, alexandrov@fegi.ru

В ходе исследований особенностей магмогенеза зон субдукции был выделен особый тип магматических пород, отличающийся от обычных островодужных вулканитов характерным геохимическим паттерном. М. Дефант и М. Драммонд назвали такие породы адакитами и предложили модель их формирования в результате плавления субдуцирующей молодой океанической коры (слэба) [1]. Авторами термина в качестве отличительных особенностей химического состава адакитов был приведен следующий набор характеристик: $\text{SiO}_2 \geq 56$ вес. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15$ вес. %, $\text{MgO} > 3$ вес. %, низкое содержание Y и тяжелых РЗЭ (≤ 18 г/т для Y и ≤ 1.9 г/т – Yb), высокое содержание Sr (обычно > 400 г/т) [1].

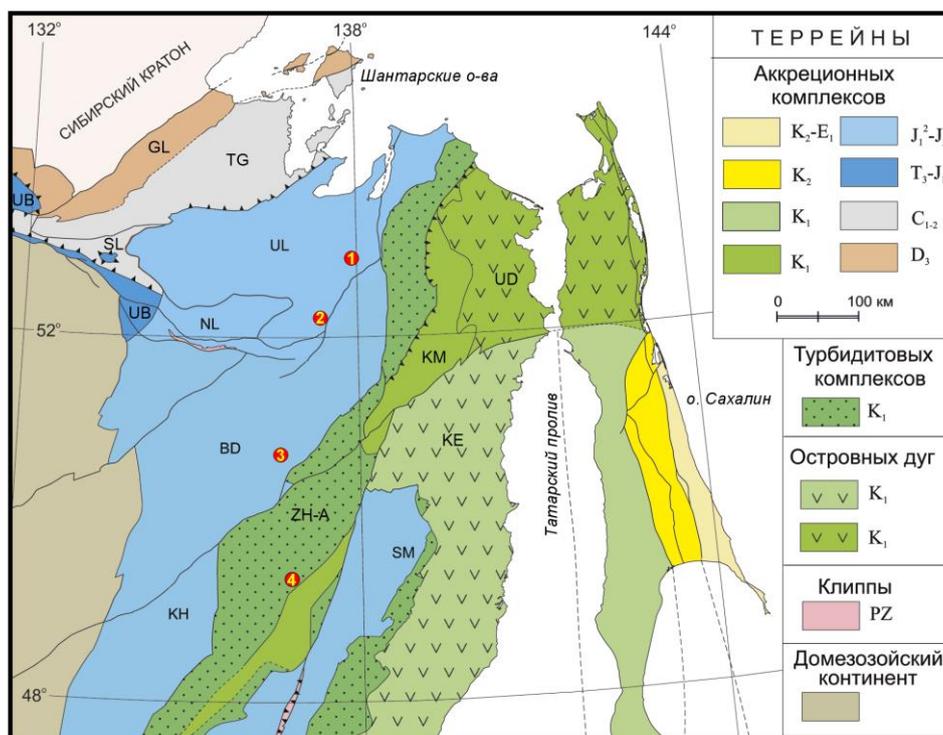


Рис. 1. Расположение проявлений адакитового и сходного магматизма в пределах северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса (схема террейнов по [2] с изм.). Цифры в красных кружках – рассмотренные проявления: 1 – Брусничный массив (месторождение Албазино), 2 – Омельдинский массив, 3 – Пурильский массив, 4 – Гионское рудное поле [3].

В дальнейшем в научных публикациях с отсылкой к адакитам стали рассматриваться породы, полностью или частично отвечающие перечисленным геохимическим критериям, и в последующих исследованиях «адакитового магматизма» можно отметить две противоположных тенденции. В ряде работ понятие «адакиты» трактуется максимально широко и к адакитам отнесены магматические породы (включая интрузивные), имеющие с ними сходство лишь в части их наиболее ярких геохимических особенностей (например, высокие содержания Sr и значения Sr/Y). Зачастую в таких случаях к породам применяется расширенное понятие «адакитоподобные», или аналогичные (например, «adakitic rocks»). При этом увеличилось количество моделей

генезиса адакитов, включая происхождение, не связанное с процессом субдукции (например [4]). Противоположный тренд характеризуется попытками уточнить (сузить) понятие «адакиты», начиная от геохимических критериев ($Sr/Y > 40$, $La/Yb > 20$, $Na_2O \geq 3.5$ вес. %, положительная аномалия Eu или отсутствие отрицательной, и т.д.) и заканчивая привязкой данного термина исключительно к продуктам плавления субдуцирующего слэба (например [5]). Таким образом, в настоящее время, вероятно, наиболее общепринятым является отнесение к адакитам магматических пород, отвечающих всему набору критериев, обозначенных во введшей в оборот данный термин работе [1]. К адакитоподобным, в свою очередь, относят породы, имеющие лишь часть характерных для адакитов признаков, в широких пределах понимания «подобности» авторами исследований.

При изучении посторогенных позднемеловых гранитоидов юрских Баджалского и Ульбанского террейнов (рис. 1) севера Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП) среди преобладающих «обычных» пород I-типа авторами были обнаружены различия, контрастирующие по микроэлементному составу. Общей характерной особенностью этих пород является деплетированность тяжелыми РЗЭ и Y, высокое содержание Sr, а также высокие значения соотношений Sr/Y и/или La/Yb (рис. 2), что, вероятно, отражает присутствие граната и отсутствие существенного количества плагиоклаза в равновесии с исходным расплавом [6, 7]. Некоторые представленные породы полностью соответствуют геохимическим критериям адакитов [1], а остальные отвечают адакитам по содержанию петрогенных элементов (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O), но имеют более низкое содержание Sr. Тем не менее специфичность этих образований на фоне большинства пород в составе включающих их комплексов обращает на себя внимание.

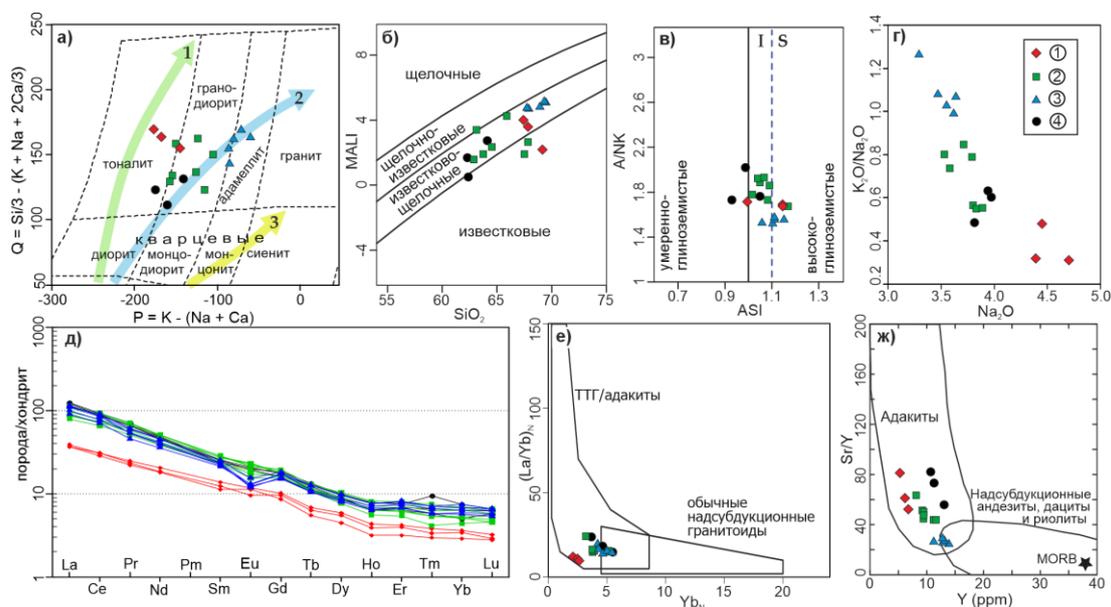


Рис. 2. Геохимические особенности изученных пород. Расшифровка значков согласно рис. 1. Стрелками на (а) показаны магматические ассоциации: толеитовая (1), известково-щелочная (2) и субщелочная (3).

В целом, здесь рассматривается четыре проявления гранитоидов с адакитовыми характеристиками в пределах северной части САОП, три из которых по собственным данным (см. рис. 1). С севера на юг первым из этих проявлений являются гранодиориты Брусничного интрузивного массива в пределах золоторудного месторождения Албазино. Согласно ГК-1000 данные породы относятся к 4-й фазе эвурского комплекса. Как видно на рис. 2, д, породы в целом деплетированы РЗЭ, в связи с чем при низком содержании Yb (0.47–0.59) они характеризуются также невысокими значениями La/Yb (15–18) (рис. 2, е). Содержание Sr – от 349 до 425 г/т (рис. 2, ж). Следующим проявлением адакитоподобных гранитоидов являются породы Омельдинского массива, относимые к третьей фазе эвурского комплекса (см. рис. 1) [6]. Они имеют более низкие содержания Sr (294–367 г/т) и значения Sr/Y (рис. 2, ж), достаточно отчетливую отрицательную аномалию Eu (рис. 2, д) а также высокие содержания K_2O , не характерные для классических адакитов (рис. 2, з). Третьим из рассматриваемых объектов является Пурильский массив и ряд близлежащих гранитоидных плутонов, сложенных породами, часть которых пол-

ностью соответствует по составу адакитам (рис. 2) [7]. Южнее на правобережье Амура в пределах Гионского рудного поля раннемелового Журавлевско-Амурского террейна (см. рис. 1) коллективами были изучены гранитоиды возрастом 80–77 млн лет [3], полностью соответствующие по составу адакитам (рис. 2).

Как видно на рис. 1, выделенные проявления адакитов и сходных с ними пород расположены примерно вдоль одной линии субмеридионального простирания, вероятно, приблизительно на одинаковом (значительном) расстоянии от поздне меловой восточной окраины континента. Несмотря на то, что датирование рассмотренных гранитоидов пока не завершено, по предварительным данным, возможно, они образовались в течение одного достаточно узкого интервала времени (~10 млн лет) в условиях сформированной континентальной коры. Если предположить единую геодинамическую причину магмогенеза, то могут быть рассмотрены модели плавления слэба в условиях плоской субдукции или плавления реликтов слэба в астеносфере [5]. Для опровержения этого смелого предположения авторами будет выполнено исследование возраста и изотопного состава (Sr-Nd) пород.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда в рамках гранта 22-17-00198.

- [1] 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.
- [2] 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. № 43. С. 3–18.
- [3] Петров О.В., Шатов В.В. Ханчук А.И. и др. О перспективах открытия новых золото-медно-порфировых месторождений малмыжского типа на территории Нижнего Приамурья (Дальний Восток, Россия) // *Региональная геология и металлогения*. 2023. Т. 94. С. 75–112.
- [4] Xu J.-F., Chen S.-S. Petrogenesis of adakitic rocks unrelated to slab melting and adakitic porphyries associated with Cu mineralization // *Lithos*. 2023. V. 458–459. 107351.
- [5] Defant M.J., Kepezhinskas P. Evidence suggests slab melting in arc magmas // *EoS Transactions*. 2001. V. 82. P. 65–69.
- [6] Киселёв М.В., Александров И.А., Лебедев А.Ю. Петрографо-геохимические особенности поздне меловых гранитоидов Омельдинского массива (Хабаровский край) // *Науки о Земле. Современное состояние: Материалы VII Всероссийской молодежной научно-практической школы-конференции*. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2024. С. 21–23.
- [7] Лебедев А.Ю., Александров И.А., Ивин В.В., Киселёв М.В. Сопоставление геохимических характеристик поздне меловых гранитоидов Мяочанского вулканоплутонического ареала (Хабаровский край) // *Геология на окраине континента: Материалы III молодежной научной конференции-школы ДВГИ ДВО РАН*. Владивосток: Изд-во ДВФУ, 2024. С. 77–81.

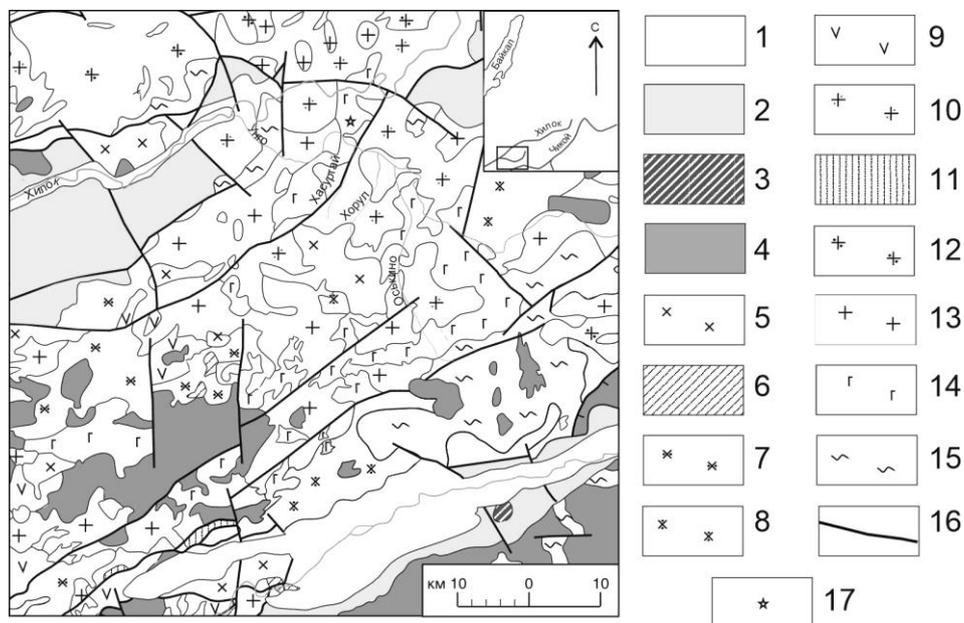


ГАББРО-ДИОРИТОВЫЕ МАССИВЫ УНГО-ХИЛОКСКОГО АРЕАЛА, ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ: СОСТАВ И ВОЗРАСТ

Р.А. Бадмацыренова

Иркутск, Институт геохимии СО РАН, brose@igc.irk.ru

В Центральном Забайкалье в пределах Хилок-Витимской структурно-формационной зоны выделен монотойский габбровый комплекс [1, 2], представленный интрузивными основными и средними породами. Породы комплекса распространены на водораздельной части Малханского хребта и его отрогах, где слагают многочисленные, различной величины и формы, пластообразные ксенолиты среди более молодых интрузивных пород кислого состава. В пределах Унго-Хилокского ареала изучены два габбро-диоритовых массива. Хасуртайский массив (16 км²) расположен в нижнем течении р. Хасуртай и по правому борту р. Унго. Хорульский массив (45 км²) расположен в нижнем течении р. Хорул и по правому борту р. Унго (рисунок).



Геологическая карта габбро-диоритовых массивов Унго-Хилокского ареала [1].

1 – четвертичные отложения; 2 – раннемеловая осадочно-вулканогенная доронинская свита; 3 – раннемеловой доронинский комплекс трахибазальт-трахириолитовый; 4 – позднеюрский яблоневый комплекс гнейсогранит-лейкогранитовый; 5 – раннетриасовый куналейский комплекс щелочной гранит-сиенитовый; 6 – раннетриасовая вулканогенно-осадочная цаган-хунтейская свита; 7 – позднепермский бичурский комплекс габбро-монзонит-гранитовый; 8 – позднепермский соготинский комплекс монзонит-сиенитовый; 9 – позднепермская осадочно-вулканогенная тамирская свита; 10 – среднепозднекарбонный витимканский комплекс сиенит-гранитовый; 11 – раннесреднекарбонная вулканогенно-осадочная гутайская свита; 12 – раннепалеозойский малханский комплекс гранитовый; 13 – раннепалеозойский джидинский комплекс диорит-плагиогранит-гранитовый; 14 – габбро-диоритовые массивы Унго-Хилокского ареала; 15 – рифейский малханский комплекс метаморфический; 16 – разрывные нарушения; 17 – место отбора пробы на возраст.

В строении массивов участвуют несколько групп пород. Преобладающими породами массивов являются габброиды. В эту группу входят оливинное габбро, габбро, габбро-нориты. Габбро по соотношению плагиоклаза и темноцветных минералов изменяются от мелано- до мезократовых разновидностей. Этим породам свойствен котектический плагиоклаз-клинопироксеновый парагенезис. Слагающие породу минералы обладают примерно одинаковым идиоморфизмом, что характерно для габбровой структуры. Редко отмечается габбро-офитовая структура.

Для авгита (En_{40-38} , Fs_{11-12} , Wo_{47-49} , 25–45 об. %) типичны идиоморфные выделения, ойкокристаллы. Плагноклаз (An_{95-80} , 60–70 об. %) в большинстве своем наблюдается в виде лейст. В интерстициях главных минералов присутствует в небольших количествах амфибол, представленный магнезиальной роговой обманкой (5–10 об. %). Широко развиты ильменит и магнетит с характерными взаимными пластинчатыми структурами распада твердого раствора. Оливиновое габбро по текстурно-структурным признакам аналогично габбро, отличаясь от них постоянным присутствием оливина (69–70 % Fa). Габбро-нориты сложены плагноклазом (An_{70-80}) и клинопироксеном (En_{40-42} , Fs_{11-13} , Wo_{43-48} , 25–45 об. %) с ойкокристаллами и мелкими изометричными зернами энстатита (En_{73} , Fs_2 , Wo_{25} , 5–10 об. %).

Анортозитовая группа представлена анортозитами, содержащими более 90 об. % основного плагноклаза (An_{78-91}). Анортозиты характеризуются аллотриоморфнозернистой структурой и наибольшей степенью изменения пород.

Монцодиориты и диориты встречаются по периферии массивов и представляют собой породы, сложенные плагноклазом (An_{25-50}), амфиболом (магнезиальная роговая обманка) и клинопироксеном (En_{38-54} , Fs_{17-20} , Wo_{25-44} , 20–30 об. %). Структура пород аллотриоморфнозернистая.

На классификационной диаграмме TAS [3] состав пород Хасуртайского и Хорульского массивов варьируется от габброидов до диоритов, охватывая диапазон кремнекислотности от 38 до 61 мас. % SiO_2 , при щелочности, соответствующей субщелочному полю. Содержания щелочей в породах Хасуртайского и Хорульского массивов имеют довольно широкий разброс значений по Na_2O (1.00–5.44 мас. %) и по K_2O (0.06–4.53 мас. %). По отношению окислов Na и K породы относятся к калинатовой и калиевой сериям. По коэффициенту глиноземистости ($al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$) породы Хасуртайского и Хорульского массивов относятся к умеренно глиноземистым (0.55–0.97), часть – к высокоглиноземистым породам ($al' = 1.10$ –2.73). Значение коэффициента магнезиальности (K_{mg}) уменьшается от габбро (87.82) до монцодиоритов (46.75).

Распределение содержаний некоторых индикаторных элементов (Cr, Ni, Sr, Ba и Zr) коррелируется с магнезиальностью пород. Наиболее жесткую положительную связь имеют когерентные элементы Ni, Cr, отражающие фракционную кристаллизацию магмы в промежуточной камере, тогда как несовместимые – Sr, Ba и Zr, напротив, обнаруживают менее выраженную отрицательную корреляцию.

Спектры распределения REE в рассматриваемых образованиях в целом сходны. Для них характерно умеренное обогащение LREE относительно HREE, в большинстве случаев отсутствует Eu аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.23$ –0.40). Сумма REE в породах составляет примерно от 15 г/т в оливиновом габбро до 106 г/т в диоритах. Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ как мера обогащения LREE относительно HREE составляет 2.48–19.1.

Мультиэлементные спектры также обнаруживают явное сходство: породы в разной степени обогащены LILE (Cs, Rb, Ba, Th, U) и слабо деплетированы HFSE (Zr, Hf, Ti), при этом ярко выражена отрицательная Nb-Ta и положительная Pb аномалии.

Изотопно-геохронологические данные, полученные по цирконам из габбро, составляют 337 ± 3 млн лет, $MSWD = 2.2$ и позволяют выделить габбро-диоритовые массивы в отдельный временной промежуток, соответствующий позднему палеозою. Массивы карбонового возраста не сопровождаются какими-либо другими интрузивными комплексами и залегают среди мезозойских интрузивных пород кислого состава [4].

- [1] Пехтерев С.Н., Неченаев Е.В., Артамонова Н.А., Вологдин М.А., Духовский А.А., Еникеев Ф.И., Кожунова С.В., Круткина О.Н., Ступина Т.А., Четвериков М.Е., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алдано-Забайкальская. Масштаб 1:1 000 000. Лист М-49 (Петровск-Забайкальский): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 438 с.
- [2] Гордиенко И.В. Неопротерозой-палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2023. 345 с.
- [3] Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Science Reviews. 1994. V. 37. P. 215–224.
- [4] Антонов А.Ю., Травин А.В. К вопросу о масштабах палеозойского и мезозойского гранитоидного магматизма и составе его продуктов в пределах Хилок-Витимского складчатого пояса Центрального Забайкалья // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 29–48.



УЯЗВИМОСТЬ КРУПНЫХ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ КАМЧАТКИ С УЧЕТОМ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Бержинская Л.П.^{1,2}, Киселёв Д.В.¹, Саландаева О.И.^{1,2}

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Berj.LP@yandex.ru kisdimval@yandex.ru
salandaeva@rambler.ru

² Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

Полуостров Камчатка – один из дальних регионов Российской Федерации, который характеризуется такими видами самых сильных природных опасностей, как землетрясения и вызванные ими волны цунами, извержения вулканов, периодические селевые потоки и лавины в горной местности, а также практически ежемесячные выбросы в атмосферу подземных газов, пара, пирокластических пород и прочие проявления вулканической активности 29 действующих вулканов из 300 имеющихся. Такое сочетание природных воздействий на полуостров, протяженность которого ~1500 км и максимальная ширина 450 км, проявляется практически ежедневной фиксацией сотрясений поверхности отдельных территорий интенсивностью до 3–4 баллов по сейсмической шкале.

В тектоническом отношении п-ов Камчатка – это область активных современных тектонических процессов и современного вулканизма, зона контактов Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит, следовательно, перехода от океанической к континентальной земной коре [1].

Немаловажное значение при оценке сейсмического риска территорий имеет рельеф полуострова. Около 2/3 суши занято горными массивами. Два горных хребта – Срединный и Восточный – разделяют Западную Камчатскую низменность, Центральную Камчатскую низменность и Восточное вулканическое нагорье. В северной части материка раскинулось Корякское нагорье, Пенжинская низменность и отроги Колымского хребта. Рельеф западного берега полуострова преимущественно низкий и ровный, с сильно заболоченной местностью, а также множеством озер, рек и небольших речушек. Восточный берег – более гористый, с сильно изрезанной местностью и множеством крупных заливов и бухт. Одной из таких бухт является Авачинская губа – крупная незамерзающая бухта Тихого океана на юго-восточном побережье Камчатки, на берегу которой расположен самый крупный город полуострова – Петропавловск-Камчатский [1].

Сейсмическая активность у тихоокеанского побережья Камчатки, Курильских островов и на северо-востоке Японии является максимальной на Земле как по силе произошедших сейсмических событий, так и по частоте их проявления.

Исторические макросейсмические сведения о землетрясениях на Камчатке весьма ограничены, хотя есть сообщения о тектоническом землетрясении 1737 г. (около 8 баллов) на р. Облуковина в Срединном хребте, о вулканотектоническом землетрясении 1827 г. силой 8–9 баллов в пункте Авача (ныне Елизово), которое сопровождалось извержением Авачинской сопки. Палеосейсмологические исследования на Камчатке позволили выявить следы и более ранних (голоценовых) землетрясений силой до 10 баллов в бассейне рек Средняя и Левая Авача, в Паратунском грабене и в других местах.

В XX в. количество и масштаб сейсмических событий оценивались уже по инструментальным данным. За этот период зафиксировано несколько сильнейших землетрясений; например, только Петропавловск трижды ощутил воздействие сильной стихии – два землетрясения в 1904, а третье – в 1959 г., которые оценивались силой 8 баллов по шкале MSK-64. В 1959 г. сейсмические толчки 9–10 баллов почти разрушили пос. Жупаново. Подтверждением высокой сейсмической опасности территории служат данные КФ ФИЦ ЕГС РАН, где в настоящее время в режиме реального времени собираются и обрабатываются данные с 79 сейсмических станций, расположенных на территории Камчатки, а также дополнительно поступают в обработку данные станций мировой сейсмической сети (GSN, IRIS) и данные сейсмических станций Японии.

За последнее два десятилетия произошло несколько сильных событий, среди которых: землетрясение в Корякском автономном округе 20.04.2006 г., ($M_w=7.6$) и его последующие толчки,

отразившиеся в поселках Тилички, Корф и Хаилино сотрясениями до 8 и более баллов по шкале MSK-64, сильнейшее сверхглубокое Охотоморское землетрясение ($M_w=8.3$) 24.05.2013 г., которое ощущалось на большей части планеты. Жупановское землетрясение ($M_w=7.2$) 30.01.2016 г., Южно-Озерновское землетрясение ($M_w=6.6$) 29.03. 2017 г., Ближне-Алеутское землетрясение ($M_w=7.8$) 17.07.2017 г., протяженный очаг которого составил порядка 500 км [1].

Результаты инструментальных наблюдений и детальных сейсмогеологических и геофизических исследований позволили ученым получить основные характеристики сейсмического режима для территории всего региона – пространственно-временные распределения землетрясений, повторяемость, максимально возможные магнитуды, параметры зон ВОЗ и др., которые дают объективную оценку долговременной сейсмической опасности территории, а выполненные работы являются базовыми при создании карт Общего сейсмического районирования.

Значительные размеры Камчатского края, его географические, тектонические, сейсмогеологические и климатические особенности предопределили характер и специфику развития и использования территорий, сложившуюся неравномерность расположения городов и населенных пунктов, следовательно, неравномерность экономического и демографического потенциала (рисунки).

Камчатка – одна из самых малозаселенных территорий России. Общая численность населения около 290 тыс. чел. (на 2024 г.); средняя плотность населения – 0.62 чел./км², а с учетом того, что около 80 % населения – это горожане, фактическая плотность жителей еще ниже. Большая их часть проживает в трех городах – Петропавловске-Камчатском, Вилюченске и Елизово (около 225.3 тыс. чел.). Наиболее заселены долины рек Авача и Камчатка, остальная часть населения распределена по поселкам на побережьях.



Распределение численности населения (а) и жилищного фонда (б) по населенным пунктам Камчатки.

Градостроительная оценка сейсмической уязвимости городских территорий включает такие аспекты, как уровень сейсмического воздействия, надежность жилых и общественных зданий, инженерной, транспортной и социальной инфраструктуры, уязвимость населения в зданиях различной сейсмостойкости и т.п. Каждый из этих факторов способен повлиять на уровень общей сейсмобезопасности поселений [2, 3].

Большинство жителей Камчатки проживают в трех основных типах зданий – мелкоблочных, крупноблочных и крупнопанельных, хотя присутствуют и деревянные брусчатые и бревенчатые жилые дома. В последние десятилетия стали возводить монолитные здания.

Старые 2–4-этажные мелкоблочные дома строились с 1947 до 1960 г. по нормам того времени, их сейсмостойкость рассчитана на сейсмические воздействия 7–8 баллов. Стены домов – пустотелые шлакобетонные блоки из вулканического шлака с подножия Козельского вулкана. Вначале перекрытия были деревянными, затем из сборных железобетонных плит. В мелкоблочном варианте построено большинство объектов социальной сферы: школы, детские сады, поликлиники.

Крупноблочные 4-этажные дома серии 1-307С сейсмостойкостью 7–8 баллов появились в 1959 г. С 1968 г. после переработки проекта в Новосибирске стали строить 8-балльные здания, а

серия переименована в 1-306С. С 1976 г. «Камчатскгражданпроект» уже доработал серию до 9 баллов, которую назвали 306С.

На сегодня физический и сейсмический износ мелкоблочных и крупноблочных зданий всех типовых модификаций довольно значительный, поэтому прежде всего они подлежат сейсмоусилению.

Самой массовой жилой застройкой в городах Камчатки считаются крупнопанельные дома серии 1-464АС, выполненные в 5-этажном варианте. Строительство зданий сейсмостойкостью 8 баллов велось с 1961 г. За 40–60 лет эксплуатации дома этой серии также получили значительный физический и сейсмический износ конструкций.

Монолитные дома на полуострове начали возводить около 25 лет назад. Применялись два типа возведения построек – по канадской технологии и в переставной опалубке. Проектная сейсмостойкость жилых домов 9 баллов.

На начало 2021 г. на Камчатке 1150 жилых домов общей площадью 1.845 млн м² (или почти 1/4 от общего многоквартирного жилищного фонда региона) имеют дефицит сейсмостойкости 1–3 балла, из них наиболее опасными, с дефицитом сейсмостойкости 2–3 балла, являются 214 многоквартирных жилых домов.

Результатом комплексной оценки является возможность получения научно обоснованных показателей градостроительной сейсмической уязвимости объектов риска на урбанизированных территориях и принятие практических решений по повышению сейсмобезопасности в Камчатском регионе [2, 3].

[1] Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Сеймотектоника полуострова Камчатка // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2005. № 1. С. 24–32.

[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.

[3] Бержинская Л.П., Ружич В.В., Саландаева О.И., Акбиев Р.Т. Разработка методических принципов комплексной прогностической оценки региональной сейсмобезопасности // Природные и техногенные риски. Безопасность сооружений. 2023. № 2 (63). С. 26–34.



КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ СКОПЛЕНИЙ ТРУДНОИЗВЛЕКАЕМЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

И.В. Буддо^{1,2}, И.А. Шелохов^{1,2}, Н.В. Мисюркеева^{1,2}, А.А. Черных^{1,2}, Л.П. Шашкеева¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, biv@crust.irk.ru, sia@crust.irk.ru, mnv@crust.irk.ru, caa@crust.irk.ru, slp@crust.irk.ru

² Салехард, Научный центр изучения Арктики

В настоящее время считается, что все газовые и нефтяные месторождения-гиганты на территории Российской Федерации уже открыты. При этом добыча наиболее простого для извлечения газа – сеноманского – на многих месторождениях ведется уже десятки лет, в силу чего его ресурсы неуклонно уменьшаются. Восполнение минерально-сырьевой базы возможно как за счет открытия новых месторождений нефти и газа, так и за счет разведки залежей нетрадиционных углеводородов – так называемых трудноизвлекаемых (ТРИЗ) [1]. К таким залежам в Западной Сибири обычно относят отложения баженовской свиты, ачимовской толщи, а также интервала юры [2]. Вместе с тем газовые гидраты, залегающие в отложениях верхнемелового возраста, все чаще рассматриваются как новый возможный потенциальный источник углеводородов. Встречаются оценки, в соответствии с которыми геологические ресурсы газовых гидратов во много раз превышают ресурсы традиционного природного газа, поэтому в ближайшем будущем газогидраты могут рассматриваться как потенциальная замена природному газу [3].

Залежи нетрадиционных углеводородов являются не только трудноизвлекаемыми, но и сложными для изучения, прогнозирования. Причина этого – зачастую незначительный контраст физических свойств таких залежей по отношению к вмещающим породам, малые эффективные мощности, низкая пористость и проницаемость углеводородонасыщенных коллекторов. Кроме того, очень редко выполняется целевое исследование данного типа объектов: обычно полный комплекс геофизических исследований в скважине и испытаний проектируется только на целевые – традиционно нефтегазоперспективные – интервалы разреза. При этом практика показывает, что использование монометодов геофизики (к примеру, сейсморазведки) не позволяет с требуемой точностью и достоверностью прогнозировать нефтегазоперспективность интервалов ТРИЗ.

В таких условиях многократно повышается актуальность выбора и обоснования эффективного комплекса геофизических исследований, направленных на картирование, изучение емкостных свойств и оценку типа насыщения интервалов трудноизвлекаемых углеводородов. Очевидно то, что материалы геофизических исследований должны быть увязаны с результатами бурения, геохимических, изотопных и других исследований, позволяющих связать физические и геологические свойства горных пород.

Геофизические методы являются важнейшим инструментом в картировании и выделении мерзлоты. Изучение сложной структуры криолитозоны, включающей залежи свободного газа и скопления газовых гидратов на небольших глубинах, до 500 м, – задача непростая. В мировой практике для поисков газовых карманов и газовых гидратов за пределами криолитозоны имеется опыт успешного использования методов разведочной геофизики [4]: сейсморазведка и электро-разведка Controlled Source Electromagnetic Method (CSEM), однако в интервалах криолитозоны применение этих методов для идентификации мерзлых и гидратосодержащих пород затруднительно, поскольку их поисковые геофизические признаки часто сходны: например, высокие электрические сопротивления и высокие скорости акустических волн. Таким образом, актуальной проблемой является неопределенность с выбором эффективных геофизических методов для картирования сложной структуры многолетнемерзлой толщи, которая может вмещать остаточные линзы мерзлых пород с возможными газовыми гидратами в условиях континентальной части Арктики.

Изучение ТРИЗ в более глубоко залегающих интервалах разреза представляет не меньшую проблему. Так, в ачимовской толще и отложениях юрского возраста ловушки углеводородов чаще всего относятся к литологическому типу, что является более сложной задачей для сейсморазведки, нежели поиски нефтегазонасыщенных структур. С другой стороны, изменение литологии (например, повышение песчаности) перспективных горизонтов отражается в удельном электрическом сопротивлении горных пород, что открывает возможность применения электроразведки для картирования литологических ловушек, поэтому комплексирование геофизических методов является естественным путем повышения достоверности прогноза залежей ТРИЗ.

Представляется, что для решения данной актуальной задачи – изучения и прогнозирования залежей ТРИЗ – необходимо выполнить научное обоснование подходов к комплексированию геолого-геофизической информации (материалов инженерной и нефтегазопроисковой сейсморазведки, электроразведки, потенциальных полей, результатов бурения, геофизических исследований в скважине, лабораторных исследований керна, геохимического и изотопного анализа жидких и газообразных флюидов) в рамках единой парадигмы, направленной на построение согласованных физико-геологических и геохимических моделей скопления трудноизвлекаемых углеводородов, включая газовые гидраты, в условиях развития многолетнемерзлых пород в Арктической зоне Российской Федерации.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

- [1] Черепанов В.В., Пятницкий Ю.И., Хабибуллин Д.Я. и др. Перспективы наращивания ресурсной базы газовых месторождений на поздней стадии разработки путем изучения промышленного потенциала нетрадиционных коллекторов надсенноманских отложений // Трудноизвлекаемые и нетрадиционные запасы углеводородов: опыт и прогнозы: Материалы международной конференции. Казань: ФЭН, 2014. С. 104–110.
- [2] Ахмедсафин С.К., Рыбальченко В.В., Рыбьяков А.Н. и др. 50 лет с начала разработки первого газового гиганта Западной Сибири // Газовая промышленность. 2022. № S2 (833). С. 58–68.
- [3] Макогон Ю.Ф. Природные газовые гидраты: распространение, модели образования, ресурсы // Российский химический журнал. 2003. № 3. С. 70–79.
- [4] *Geophysical characterization of gas hydrates* / Eds Riedel M., Willoughby E.C., Chopra S. Society of Exploration Geophysicists. 2010. 412 p. doi:10.1190/1.9781560802197.fm.



РОЛЬ $C_{орг}$ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА СУХОЛОЖСКОГО ТИПА

А.Е. Будяк, Ю.И. Тарасова

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

Прикладная геология базируется на двух параллельно развивающихся направлениях – науке о твердых и жидких полезных ископаемых. В работе рассмотрен вопрос сопряжения данных направлений, касающийся формирования рудных и газонефтяных месторождений.

Для месторождений орогенного типа, расположенных в пределах южной окраины Сибирского кратона, связь потенциально нефтеносных отложений и золоторудной минерализации была описана В.А. Буряком [1]. Им была предложена концепция метаморфогенно-метасоматического перераспределения рудного вещества из вмещающих черносланцевых пород. В дальнейшем предложенный механизм формирования месторождений сухоложского генетического типа (СГТ) был развит в работе [2], в которой утверждается, что нефте- и рудообразование являются обязательными частями единого процесса формирования месторождений СГТ. Смена этапов: седиментация → катагенное нефтеобразование → метаморфогенное золотоотложение – это единый эволюционирующий процесс, обусловленный полихронным развитием территории.

Месторождения, рассматриваемые в данной работе (стратиграфически снизу вверх: Угахан – бужуихтинская свита, Сухой Лог и Голец Высочайший – хомолхинская свита, Красное – аунакитская свита), расположены на территории Байкальской горной области (южное обрамление Сибирской платформы) и локализованы в центре Бодайбинского синклинория.

Содержание валового органического углерода в пределах бужуихтинской, хомолхинской и аунакитской свит, независимо от степени метасоматических изменений и близости к рудной зоне изученных месторождений, варьируется в пределах ~0.6–4.0 % (max 7 % рудная зона месторождения Сухой Лог), что значительно превышает его содержание в прочих отложениях, расположенных в пределах разреза Байкальской горной области. Исключением являются отложения вачской свиты, содержание $C_{орг}$ которой достигает 10 % (среднее ~6.8 %).

Согласно проведенным исследованиям, органический углерод осадочных отложений более чем на 99.5 % представлен его нерастворимой частью (нерастворимое углеродистое вещество – НУВ) и всего на 0.5 % его растворимой частью (битумоид).

Отсутствие корреляционной связи золота и органического вещества (ОВ) может свидетельствовать о том, что НУВ, представляющее подавляющую часть $C_{орг}$ во вмещающих черных сланцах, не является важным фактором, способствующим сорбции золота.

Содержание битумоида в рудной зоне изучаемых месторождений увеличивается почти в три раза для месторождения Угахан (с 0.008 → до 0.020 %) и более чем в четыре – для месторождений Голец Высочайший и Сухой Лог (с 0.011 → до 0.041 и 0.043 % соответственно), а также месторождения Красный (с 0.011 → до 0.046 %) (рисунок). Столь значимое увеличение битумоида в зоне рудообразования объясняется дорудной катагенной мобилизацией органического флюида в сводовые части антиклинальных структур, которые на более позднем этапе контролировали процесс формирования аномальных содержаний золота. Соответственно, чем выше начальное содержание ОВ в нефтематеринской породе (докатагенный этап), тем выше содержание битумоида в рудной зоне можно наблюдать в настоящее время.

Другим показателем оценки перспективности является содержание золота в первичном катагенном флюиде. Необходимо отметить высокое содержание золота, а также ряда элементов-спутников, в битумоиде бужуихтинской, хомолхинской и аунакитской свит независимо от близости к рудной зоне изучаемых месторождений. Концентрация золота в битумоиде бужуихтинской свиты варьируется от 0.53 до 1.37 г/т (среднее 0.98 г/т), хомолхинской свиты – от 0.83 до 2.76 г/т (среднее 2.32 г/т), аунакитской свиты от 0.91 до 2.15 г/т (среднее 1.66 г/т). Содержание золота в битумоиде прочих свит $\ll 0.5$ г/т, вачской свиты ~0.02 г/т, что находится на уровне воз-

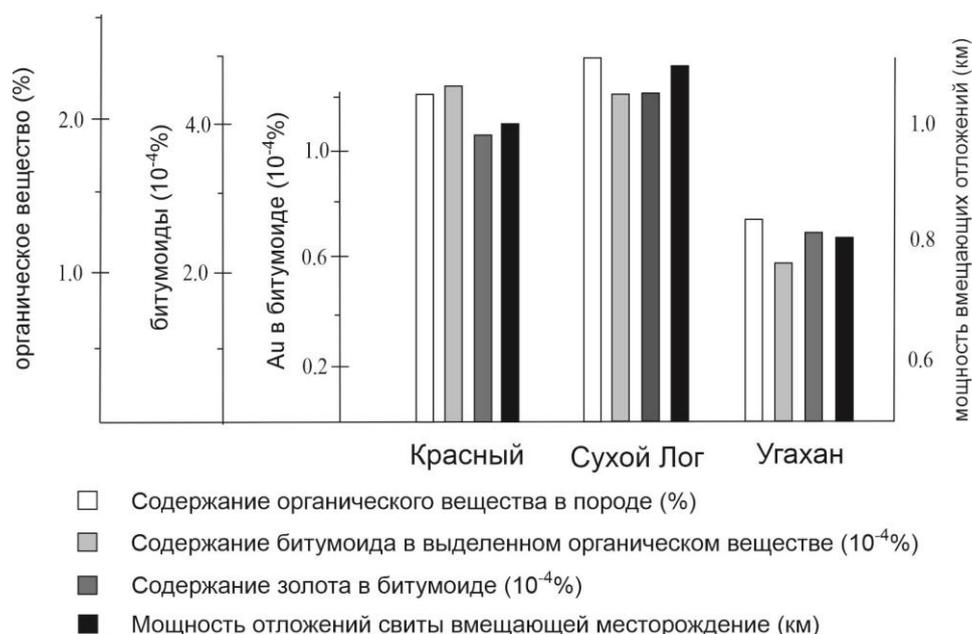
возможности определения. Таким образом, становится очевидно, что, несмотря на значительное содержание ОВ в отложениях вачской свиты, она вряд ли может являться источником золота для формирования месторождений.

Для численной оценки перспективности ресурсного потенциала отложений можно принять за аксиому, что основная функция ОВ в формировании месторождений золота заключается в

- 1) мобилизации золота из вмещающих отложений,
- 2) дальнейшей миграции золота с катагенным флюидом в области наименьших температур и давлений, нагнетании его в антиформах,
- 3) деструкции ОВ с высвобождением золота на стадии метаморфизма и его восстановлении на сульфидных минералах с формированием рудных концентраций.

Оценка генерации и эмиграции нефти базируется на реализации модели перераспределения катагенного флюида С.Г. Неручева и С.В. Смирнова [3].

Одним из основных параметров оценки является плотность нефтяных скоплений на заключительном этапе катагенного процесса. Ввиду отсутствия таких данных в Бодайбинском районе, за основу расчетов будут приняты значения, представленные в модели формирования крупного Варьеганского месторождения [3]. В соответствии с эталонной моделью плотность нефтей в местах ее катагенного нагнетания достигает 2.7 млн т/км². Такая плотность первичной нефти будет принята при пересчете баланса для месторождения Красное (аунакитская свита) и в данной работе принимается как стандарт плотности нефти в апикальной части антиформы ($\rho_{st}=2.7$ млн т/км²). Содержание $C_{org\ tot}$ в пределах месторождения Угахан в два раза меньше относительно среднего значения рудной зоны месторождений Сухой Лог и Красное (~1.3 %; ~2.4 %; ~2.3 % соответственно) (рисунок).



Концентрации: 1) валового органического вещества и 2) битумоида в черносланцевых отложениях, вмещающих месторождения Красное, Сухой Лог и Угахан; 3) золота в битумоиде; 4) мощность вмещающих отложений.

1. При пересчете баланса полезного компонента для месторождений Угахан и Сухой Лог плотность катагенного нагнетания палеонефти принималась как отношение количества ОВ отложений бужухтинской (bz) и хомолхинской (hm) свит к эталонному значению аунакитской свиты (ρ_{st}):

$$k_{p(bz)} = C_{C(bz)} / C_{C(au)} = 1.3 \% / 2.3 \% = 0.6;$$

$$k_{p(hm)} = C_{C(hm)} / C_{C(au)} = 2.4 \% / 2.3 \% = 1.1;$$

$$k_{p(au)} = C_{C(au)} / C_{C(au)} = 1.0,$$

где k_p – коэффициент плотности катагенного флюида; $C_{C(Ug)}$ – содержание C_{org} в породе в пределах месторождения Угахан; $C_{C(Kr)}$ – среднее содержание C_{org} в породе в пределах месторождения Красное.

2. Для оценки потенциальных ресурсов нефти распространяются такие характеристики, как средняя плотность запасов на 1 км² (или на 1 км³ осадочных пород). Ввиду этого необходимо ввести такой параметр, как коэффициент мощности нефтегенерирующей толщи.

Средняя мощность нефтегенерирующей толщи бужуихтинской свиты 800 м, мощность хомолхинской свиты – 1100 м и аунакитской свиты – 1000 м (рисунок):

$$k_{h(bz)} = h_{bz} / h_{st} = 800 \text{ м} / 1000 \text{ м} \approx 0.8,$$

$$k_{h(hm)} = h_{hm} / h_{st} = 1100 \text{ м} / 1000 \text{ м} \approx 1.1,$$

$$k_{h(au)} = h_{au} / h_{st} = 1000 \text{ м} / 1000 \text{ м} \approx 1.0,$$

где k_h – коэффициент мощности нефтегенерирующей толщи; h_{bz} – мощность бужуихтинской свиты; h_{hm} – мощность хомолхинской свиты; h_{au} – мощность аунакитской свиты; h_{st} – стандарт.

3. Таким образом, приблизительная плотность палеонефти (ρ_{oil}) на 1 км²:

$$\rho_{oil(bz)} = k_p \cdot k_h \cdot \rho_{st} = 0.8 \cdot 0.6 \cdot 2.7 \text{ млн т} / \text{км}^2 = 1.3 \text{ млн т} / \text{км}^2,$$

$$\rho_{oil(hm)} = k_p \cdot k_h \cdot \rho_{st} = 1.1 \cdot 1.1 \cdot 2.7 \text{ млн т} / \text{км}^2 = 3.3 \text{ млн т} / \text{км}^2,$$

$$\rho_{oil(au)} = k_p \cdot k_h \cdot \rho_{st} = 1.0 \cdot 1.0 \cdot 2.7 \text{ млн т} / \text{км}^2 = 2.7 \text{ млн т} / \text{км}^2.$$

4. Следующий шаг позволяет оценить потенциальный ресурс золота на 1 км²:

$$C_{1(bz)} = \rho_{oil(bz)} \cdot C_{2(bz)} = 1.3 \text{ млн т} / \text{км}^2 \cdot 0.98 \text{ г} / \text{т} = 1274 \text{ кг} / \text{км}^2,$$

$$C_{1(hm)} = \rho_{oil(hm)} \cdot C_{2(hm)} = 3.3 \text{ млн т} / \text{км}^2 \cdot 2.32 \text{ г} / \text{т} = 7590 \text{ кг} / \text{км}^2,$$

$$C_{1(au)} = \rho_{oil(au)} \cdot C_{2(au)} = 2.7 \text{ млн т} / \text{км}^2 \cdot 1.66 \text{ г} / \text{т} = 4482 \text{ кг} / \text{км}^2,$$

где C_1 – содержание золота в 1 км² апикальной части антиклинали, вмещающей катагенный флюид; C_2 – среднее содержание золота в палеонефти свиты по результатам аналитических работ.

Как видно, плотность наполнения первичной катагенной ловушки золотом для отложений бужуихтинской свиты, по предварительной оценке, составляет 1027 кг/км², что в 6 раз меньше предполагаемой концентрации золота для отложений хомолхинской свиты и в 3.5 раза меньше предполагаемой концентрации золота для отложений аунакитской.

С учетом того, что антиклинальные структуры 3-го порядка в Бодайбинском районе, как правило, занимают не менее 20 км² (чаще значительно больше), на основе приведенных значений можно сделать вывод о высокой перспективности отложений бужуихтинской свиты для дальнейших поисковых работ. Тем не менее возможность обнаружения крупных объектов (>100 т), сопоставимых по запасам с месторождениями хомолхинской и аунакитской свит, маловероятна.

Предложенный алгоритм оценки ресурсного потенциала, базирующийся на главенствующей роли ОБ на этапе рудоподготовки, предполагает приближенные показатели, основанные на сопоставлении уже известных и оцененных объектов.

[1] Буряк В.А. *Метаморфизм и рудообразование*. М.: Недра, 1982. 256 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] Неручев С.Г., Смирнов С.В. Оценка потенциальных ресурсов углеводородов на основе моделирования процессов их генерации и формирования месторождений нефти и газа // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2007. № 2. С. 3.



ГИБРИДИЗАЦИЯ МАГМ (mixing) В КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЙКАХ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков, А.В. Трофимов, Н.Д. Гусяков

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

Калбо-Нарымский гранитоидный батолит, площадью более 15 тыс. км², 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 типа) [2] связывается с термальным воздействием и, возможно, с вещественным вкладом мантийных магм Таримского плюма. Вместе с тем неизвестны базиты, в пространстве и времени ассоциирующие с Калбинскими гранитами. 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 изучения авторов 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 базитам 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 закали, 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 среднemelкозернистые полнокристаллические амфибол-биотит-полевошпатовые породы с гипидиоморфно-зернистой микроструктурой, часто порфириовидные (*Pl, Kfs*). Второй тип – темные, почти черные, тонкозернистые афировые породы с микродиабазовой структурой. Петрографически они практически не отличимы от базитов краевой части комбинированной дайки.

Плагиоклаз мафических включений по составу варьируется от альбита до основного лабрадора (67.8 % *An*). Выделяются три морфогенетические 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-лабрадорного 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 монцититов 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 которых 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 монцититах 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 магмы [1].

Авторами 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 с возрастом 272.7 млн лет, скорее всего, это возраст собственно самой дайки, и второй пик 292 млн лет – возраст Калбо-Нарымского гранитоидного батолита, что 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 заделки 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 чего стали гибридные монцониты, 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 диоритовому.

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

Исследования поддержаны грантом РФФ № 23-17-00030.

- [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. V. 91, № 1–2. 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.
- [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.



ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В МЕЗОЗОЕ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

М.М. Буслов¹, А.В. Травин¹, А.В. Куликова², Л.В. Кунгурцев¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, buslov@igm.nsc.ru, travin@igm.nsc.ru, geos5@mail.ru

² Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет, Ak_Cool@mail.ru

Северная Евразия образовалась в позднем неопротерозое – мезозое в результате аккреции континентальных блоков, проявления многократных процессов субдукции, приведших к формированию активных континентальных окраин, аккреций островных дуг и коллизий континентальных блоков. Монголо-Охотский (МООП) и Верхоянский (ВОП) орогенные пояса являются ярким примером мезозойского континентального роста Северной Евразии.

Датирование пород различных регионов северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса методом трекового анализа апатитов (АФТ) свидетельствует [1–6] о крупных мезозойских поднятиях рельефа в поздней юре – мелу (~160–70 млн лет). Эти поднятия возникли как результат проявления обширного МООП, сформированного при закрытии одноименного океанического бассейна и последующей коллизии Северо-Китайского континента (Амурского супертеррейна) с Сибирским кратоном. Восточное звено орогена (Прибайкалье, Забайкалье, Восточная Монголия и Северный Китай), расположенное в зоне фронтального столкновения Северо-Китайского континента с Сибирским кратоном, претерпело преимущественно складчато-надвиговые деформации. На южных окраинах кратона были сформированы Байкало-Патомская и другие складчато-надвиговые структуры, а в Западном Забайкалье – высокогорная область, соизмеримая с Гималаями [5, 6], коллизионные граниты и комплексы разрушения орогена: метаморфические ядра и молассы [7, 8]. В западном звене, на обширной территории Казахстана, Северного Китая, Монголии, а также Алтае-Саянской области, в результате проявления сдвигово-надвиговых деформаций была образована внутриконтинентальная среднегорная область.

В это же время в результате мезозойских коллизионных событий на юго-восточной окраине Сибирского кратона был сформирован ВОП [9–11]. Предполагается, что в пределах восточной окраины кратона в среднем девоне – раннем карбоне заложились системы рифтов, приведшая к отчленению от нее крупных континентальных блоков, включая Колымо-Омолонский и Охотский террейны, и образованию Оймяконского океанического бассейна. После этапа рифтогенеза в пределах образованного бассейна и на окраинах обрамляющих его структур накапливались отложения верхоянского терригенного комплекса. Кардинальная перестройка структуры региона связана с закрытием Оймяконского бассейна с поздней юры до конца мела. Закрытие бассейна привело к коллизии окраины кратона с Колымо-Омолонским и Охотским террейнами. В результате образовался ВОП, сложенный дислоцированными отложениями верхоянского терригенного комплекса и чехла платформы, надвинутыми на ее край по надвиговым структурам. Нижние горизонты земной коры ВОП, представленные океанической корой Оймяконского океана, компенсационно пододвинуты под окраину кратона [11]. По данным трекового датирования надвигообразование в ВОП продолжалось в период 160–70 млн лет [12].

Процессы денудации МООП, особенно его восточного звена, привели к образованию обломочного материала, который речными системами [13, 14] выносился через транзитные зоны (современные Иркутский, Тувинский, Канско-Ачинский и Кузнецкий прогибы) в шельфовую область Северной Евразии, в том числе в крупнейший в мире Западно-Сибирский нефтегазовый бассейн. U-Pb датирование детритовых цирконов указанных бассейнов хорошо коррелируется с возрастом магматических пород, слагающих огромные по размерам гранитоидные массивы Забайкалья и Северной Монголии (Байкало-Витимский, Хангайский и Хэнтэйский) суммарной площадью выходов свыше 300 000 км². Датировки имеют ярко выраженные возрастные пики на 300, 259 и 250 млн лет, что характерно для возрастов гранитоидных

массивов Западного Забайкалья и Северной Монголии. Также проявлен пик на 468–482 млн лет, что может свидетельствовать о сносе материала в результате разрушения раннепалеозойских гранитоидов северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Древние пики возрастов цирконов в 1800 и 2300–2600 млн лет указывают на то, что снос в бассейны происходил также с Сибирского кратона. Близкие пики возрастов детритовых цирконов с увеличением доли докембрийских возрастов детритовых цирконов характерны для меловых осадков Хатангского прогиба и Карского моря, наиболее удаленных от орогенных поясов.

В результате мезозойских коллизий Северо-Китайского континента, Колымо-Омолонского и Охотского террейнов с Сибирским кратоном последний претерпел поднятие и мощную денудацию, которая выявляется по данным АФТ. В работе [15] представлены результаты АФТ из керна скважин, вскрывших кровлю кристаллического фундамента Сибирской платформы в Непско-Ботубинской антеклизе. Полученные трековые возрасты образуют два мезозойских кластера: 1) поздний триас – ранняя юра (230.8–179.3 млн лет) и 2) конец поздней юры – ранний мел (149.9–121.4 млн лет). Позднетриасово-раннеюрский кластер совпадает с большей частью трековых возрастов, полученных по Гулинскому плутону северной части кратона [16]. Эти датировки маркируют региональный этап воздымания и эрозии на всем Сибирском кратоне, который проявился синхронно с деформациями на Таймыре [17]. Позднеюрско-раннемеловые трековые возрасты могут отражать заключительный этап коллизии в МООП [1–6] и ВОП [12].

Таким образом, в мезозое в результате формирования орогенов по южному и восточному обрамлению Сибирского кратона произошли складчато-надвиговые деформации его обрамления, а также общее поднятие. Интенсивное разрушение образованных орогенов и комплексов Сибирского кратона привело к формированию крупнейших мезозойских нефтегазоносных бассейнов Северной Евразии.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН (геология) и проекта РФФ 22-17-00038 (геохронология).

- [1] Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 9. С. 862–870.
- [2] De Grave J., De Pelsmaeker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den Haute P. Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: thermotectonic history of the Tuva region // Tectonophysics. 2014. V. 621. P. 44–59.
- [3] Glorie S., De Grave J., Zhimulev F.I., Buslov M.M. et al. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics. 2012. V. 544–545. P. 75–92.
- [4] Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vissente R., Arzhanikova A., Arzhanikov S. Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // Geology. 2007. V. 35. P. 871–874.
- [5] Травин А.В., Буслов М.М., Бишаев Ю.А., Цыганков А.А., Мухеев Е.И. Тектонотермическая эволюция Забайкалья в позднем палеозое – кайнозое: термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 9. С. 1303–1317.
- [6] Buslov M.M., Kulikova A.V., Sklyarov E.V., Travin A.V. Mesozoic tectonothermal evolution of the Zagan metamorphic core complex in Western Transbaikalia: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and FTA Dating // Lithosphere. 2024.
- [7] 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.
- [8] Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.K., Hegner E. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // Journal of the Geological Society. 2008. V. 165. P. 405–421.
- [9] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
- [10] Третьяков Ф.Ф. Современные аспекты тектонического строения Южно-Верхоянского синклинория // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40, № 3. С. 103–113.
- [11] Кунгурцев Л.В., Гошко Е.Ю. Глубинное строение и модель формирования континентальной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса в позднем мезозое // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14, № 3. 0706.
- [12] Малышев С.В., Худoley А.К., Гласмахер У.А., Казакова Г.Г., Калинин М.А. Определение этапов формирования юго-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита и циркона // Геотектоника. 2018. № 6. С. 55–68.
- [13] Davies C., Allen M., Buslov M., Safonova I. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: insights into the Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 295. P. 307–322.

- [14] *Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I.Yu.* Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia // *Sedimentary Geology*. 2008. V. 208. P. 45–60.
- [15] *Багдасарян Т.Э., Гайдук А.В., Хубанов В.Б., Латышев А.В., Веселовский Р.В.* Первые результаты трекового датирования апатита с применением LA-ICP-MS из кровли фундамента Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклиза) // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 510, № 2. С. 39–43.
- [16] *Мышенкова М.С., Зайцев В.А., Томсон С., Латышев А.В., Захаров В.С., Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В.* Термальная история Гулинского плутона (север Сибирской платформы) по результатам трекового датирования апатита и компьютерного моделирования // *Геодинамика и тектонофизика*. 2020. Т. 11, № 1. С. 75–87.
- [17] *Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., et al.* Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr – Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // *Journal of Geodynamics*. 2018. V. 119. P. 221–241.



СТРУКТУРА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЛЮЧЕВСКОЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.А. Ванин

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

Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

Ключевское золото-сульфидно-кварцевое месторождение расположено на территории Восточного Забайкалья, Могочинский район, в пределах золото-молибденового пояса в Давендинско-Ключевском рудном узле.

В геологическом строении месторождения участвуют породы палеозоя и мезозоя. К палеозою отнесены сланцеватые плагиограниты и гранодиориты. К мезозою отнесены юрские порфировидные граниты, гранодиориты и кварцевые диориты амананского комплекса, гранодиорит-порфиры амуджикано-сретинского комплекса. К этому же комплексу отнесены и дайки (кварцевых) диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, гибридных порфиров и лампрофиров, диабазовых порфиритов.

Золоторудные зоны представлены брекчированными пирит-кварц-турмалиновыми образованиями, заполняющими плоскости разрывных нарушений. Разрывные нарушения широко развиты на территории месторождения и требуют отдельного изучения. В настоящей работе представлены предварительные данные изучения структуры месторождения, полученные в полевой сезон 2024 г.

Выделены четыре основные системы разломов. Наиболее ранний Ключевско-Широкинский разлом расположен в юго-восточной части месторождения и выражен сланцеватостью, что подчеркивается минеральной ориентировкой биотита, плагиоклаза и кварца в плагиогранитах палеозойского возраста. Разлом имеет северо-восточное простирание (40–60°). В пределах месторождения мощность этого разлома составляет более одного километра. Вероятнее всего, этот разлом является частью более крупного разлома регионального масштаба – Монголо-Охотского шва (сутуры).

Ключевско-Широкинский разлом пересекается Широтным разломом. Последний расположен в центральной части месторождения, имеет простирание 260–280° и в основном субвертикальное залегание, но иногда отмечается крутое падение до 60°. Зафиксированная мощность разлома на территории месторождения составляет около 600 м. Разлом выражен сближенными тектоническими зонами брекчирования, катаклаза обломков пород и минералов: плагиогранитов, турмалина, кварца, плагиоклаза и пирита. Кроме того, по плоскостям разлома внедряются дайки амуджикано-сретинского комплекса. Мощность тектонических элементов разлома иногда достигает 2 м.

Северо-Западный разлом имеет простирание (290–330°) крутое и чаще всего субвертикальное падение. Расположен в центральной части месторождения, зафиксированная мощность разлома – более 2 км. Как и Широтный разлом, Северо-Западный разлом представлен отдельными тектоническими разрывами, заполненными брекчиями турмалин-кварцевого состава. В редких случаях в зоне брекчирования встречаются обломки вмещающих пород. Часто отмечается пиритовая минерализация. Также по плоскостям этого разлома часто встречаются дайки амуджикано-сретинского комплекса. Мощность отдельных тектонических элементов разлома достигает 1 м.

Северо-Восточный разлом расположен в центральной части месторождения, имеет простирание (10–70°) крутое и чаще всего вертикальное и субвертикальное падение сместителя. Мощность разлома составляет более 1 км. Разлом выражен отдельными разрывами, заполненными брекчиями турмалин-кварцевого состава, а также зонами рассланцевания. Важно отметить, что в данной зоне разлома пиритовая минерализация практически отсутствует, за исключением единичного случая, где встречены гнезда пирита. Также в этой зоне разлома редко отмечаются дайки магматических пород. В зоне разлома зафиксированы правосторонние кинематические движения, представленные правосторонними складками волочения с вертикальными шарнирами.

В западной части месторождения зафиксирована Субгоризонтальная зона разлома. Она имеет локальное распространение и выражена зонами сланцеватости с будинами вмещающих гранитоидов. Рудной нагрузки не имеет. Мощность данной зоны разлома оценить сложно, поскольку стенки карьеров, где она наблюдалась, не превышают 10 м в высоту. Территория, на которой наблюдалась Субгоризонтальная зона разлома, имеет площадь 0.8×1.0 км.

Широтный и Северо-Западный разломы имеют одинаковое заполнение пирит-кварц-турмалиновым материалом. Они образуют штокверк и по предварительным данным являются сопряженными разломами. Ось сжатия (σ_1) имеет северо-западную ориентировку и, вероятно, вызвана продолжающейся коллизией Монголо-Китайского континента к забайкальским сегментам Сибирского континента.

Северо-Восточный разлом является более поздним по отношению к Широтному и Северо-Западному разломам. Это зафиксировано правосторонними смещениями плоскостей Северо-Западного разлома по плоскостям Северо-Восточного разлома.

Природа Субгоризонтальной зоны разлома остается невыясненной и требует доизучения.

По предварительным данным выделено несколько этапов развития и эволюции структуры месторождения. Первый этап связан с закрытием Монголо-Охотского океана, коллизией забайкальских сегментов Сибирского и Монголо-Китайского континентов на рубеже ранней и средней юры [1]. В этот этап была сформирована ориентированная в северо-восточном направлении мощная зона разлома (Ключевско-Широкинский разлом), наложенная на гранитоиды палеозойского возраста. В результате продолжающейся коллизии и сопутствующей магматической активности были сформированы породы амананского и амуджикано-сретинского комплекса, прорывающие гранитоиды палеозойского возраста. На эту раму были наложены деформации, приведшие к формированию штокверка – сопряженной системы разломов Широтного и Северо-Западного разломов. Данные разломы являются рудовмещающими, и, соответственно, этот этап можно отнести к рудному. В следующий, пострудный, этап была сформирована Северо-Восточная зона разлома, не имеющая рудной нагрузки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (проект № 13.1902.24.44, № соглашения 075-15-2024-641).

[1] *Спиридонов А.Н., Зорина Л.Д., Китаев Н.А.* Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Гео, 2006. 291 с.



ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ СОЛЕРОДНЫЙ ПАЛЕОБАССЕЙН ВЕНДА НА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЕ КРУПНОГО ВЕРХНЕЛЕНСКОГО ПОДНЯТИЯ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Г. Вахромеев¹, А.Н. Процко², Т.Н. Корнилова¹, Д.О. Мамаков³,
Е.В. Демидова³, Н.А. Иванова⁴, М.А. Масленников⁴

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Andrey_igr@mail.ru

² Красноярск, Институт «КрасноярскНИПИнефть»

³ Иркутск, ООО «Сибгаз»

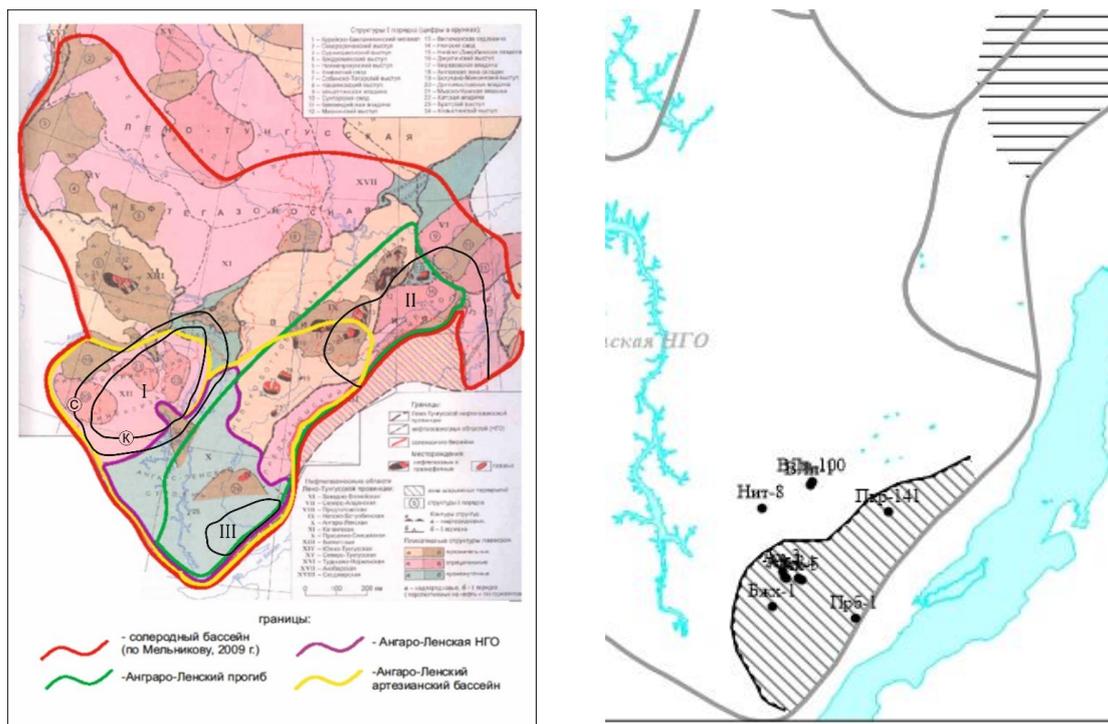
⁴ Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья

Сибирская платформа – одна из древнейших на планете областей соленакопления. Вендские соленосные отложения выполняют отдельные, наиболее погруженные участки прогибов на краю платформы [7, 18]. В вендский период бассейны соленакопления были изолированы друг от друга и имели ограниченную площадь развития. В опубликованной литературе сегодня рассмотрены два таких бассейна – Присяяно-Енисейский и Предпатомский [8]. В настоящем сообщении авторы поставили задачу дать краткое описание необоснованно забытого третьего, Прибайкальского, солеродного бассейна венда Сибирской платформы, расположенного в области одноименного палеопргиба. Впервые соли в надпарфеновской части мотской свиты упоминаются в работе [8], в опубликованных же работах 2000-х годов об этом солеродном бассейне нет упоминаний [12]. Изучение геологического строения карбонатных и солеродных толщ в краевых участках гигантского Восточно-Сибирского солеродного бассейна важно для понимания фациальной зональности, предопределившей южные границы рифей-венд-кембрийского солеродного бассейна и повлиявшей на эволюцию нефтегенеза [2, 3, 5, 13, 16, 19, 21].

Одна из задач – исследование флюидоупорных толщ в краевой юго-восточной области платформы и в зоне сочленения с краевым Предбайкальским прогибом, где по данным глубокого бурения наблюдается значительный прирост мощностей отложений венда. Подчеркнем сам факт, что здесь, в пределах Ангаро-Ковыктинской зоны нефтегазонакопления [5], вскрыта бурением внутриплатформенная область древнего докембрийского соленакопления. Галогенные отложения венда наибольшей мощности вскрыты здесь скважинами на Ахинской площади. Сопоставление данных бурения позволило известным геологам нефтяникам В.И. Городничеву, Д.И. Дроботу [8] дать описание и опубликовать первые выводы по этому уникальному в своем роде объекту. Они считали, что локальный участок нижнемотского «*бортового осадконакопления*» располагался в районе Илгинской конседиментационной впадины [1], и увязывали его с одноименным солеродным бассейном раннего кембрия. Крупная Илгинская палеовпадина, ограниченная с севера Жигаловским валом, с юга – Божеханским, выполненная в поверхностной части верхнекембрийскими красноцветами верхоленской свиты, смятыми в мелкие удлиненные куполовидные складки, выделена в структуре Ангаро-Ленского палеопргиба [1, 2, 4, 9, 10, 17].

В 60-х годах XX в. территория осадочного чехла к северо-востоку от Божеханского поднятия, зажатая двумя протяженными валами – Божеханским и Жигаловским, была обособлена в Верхнеленскую (Качугскую) структурную зону [10]. Здесь, по В.И. Городничеву, Д.И. Дроботу [8]: «*Палеогеографические условия формирования галогенных отложений лагунного водоема существенно отличались от таковых в Предпатомском региональном прогибе. Илгинский палеобассейн (венда) возник в заключительную стадию его регрессивной фазы и был солеродным*». Отмечено, что галогенные отложения венда **Прибайкальского** палеобассейна (Илгинской впадины) «*представлены набором эвапоритовых циклов, в основании которых залегают красноцветные аргиллиты или глинистые доломиты, переходящие вверх по разрезу в ангидрито-доломиты и заслоненные доломиты, затем в ангидриты и, наконец, в пластовую крупнокристаллическую каменную соль*» [8, с. 230].

Авторами доклада выполнено обобщение и переработка архивных данных сейсморазведки МОВ (1967–1968 гг.) по Покровскому поднятию, сейсморазведки МОГТ в пределах Верхоненского ЛУ; изучено описание керна в увязке с данными ГИС по скважинам Иркутским, Ахинским, Космическим, Покровской, Божеханской, Прибайкальской. На основании переработки и переинтерпретации редких сейсмических профилей МОВ 1967–1968 гг. в толще венда были выделены и протрассированы соленосные горизонты. Данные сеймики позволяют уверенно трассировать эвапоритовые циклиты – соли в даниловском горизонте (рисунок, б) вдоль осевой линии палеопрогиба – от Космической площади и Покровского поднятия вдоль Божеханского, Ользонского и Мельзанского валообразных поднятий и прогнозировать развитие солеродных отложений на северо-восток, в сторону Шонского ЛУ. В отличие от солеродного бассейна усольской свиты, граница которого трассируется по осевой части Божеханского мегавала, солеродный бассейн венда здесь, в Прибайкалье, распространяется гораздо восточнее и предварительно может прогнозироваться по линии простираия Мельзанского вала.



Сопоставление, наложение контуров солеродных бассейнов венда и единого солеродного бассейна кембрия (а). I – контуры солеродного бассейна Присяяно-Енисейской синеклизы (с – собинские соли; к – катангские); II – контур солеродного бассейна (торсальские – тирские соли) Предпатовского регионального прогиба [7, 12]; III – с детализацией на вставке, предполагаемый контур Прибайкальского солеродного бассейна (даниловские соли), построение авторов (б).

Таким образом, представлено краткое описание третьего, Прибайкальского, солеродного бассейна венда Сибирской платформы, расположенного в области одноименного палеопрогиба, и по простираию Божеханского вала, граничащего с крупным Верхнеленским мезокайнозойским поднятием [5, 6, 15, 19]. Данными СРР, глубокого бурения и построениями подтверждается, что в вендский период бассейны соленакопления были изолированы друг от друга и имели ограниченную площадь развития. В последующем, начиная с усольского времени нижнего кембрия, соленосные отложения распространились на большую часть Сибирской платформы, их формирование происходило в едином солеродном бассейне [1, 4, 9, 11–14, 20]. Данные сеймики разных лет дают основание уверенно трассировать эвапоритовые циклиты – соли в даниловском горизонте позднего венда. Прибайкальский солеродный бассейн венда сыграл важнейшую роль регионального флюидоупора для природных резервуаров венда чорской свиты в процессе направленного латерального транзита УВ из Байкало-Патовского палеоочага генерации углеводородов [13]. В докайнозойское время территория Прибайкалья имела слабый наклон в юго-восточном направлении, мигрирующие УВ-потoki шли по восстанию в осевую часть Верхнеленского поднятия.

Вендский этап характеризовался зарождением и становлением единой вендско-кембрийской соленосной формации на Сибирской платформе. Это позволяет предполагать значительную по площади территорию солеродного бассейна Прибайкальского прогиба в венде и рекомендовать проектирование региональных профилей 2Д МОГТ высокой кратности для детализации геологического строения юго-восточной части Верхнеленского поднятия в зоне сочленения с краевой областью кратона и изучения перекрытых солями толщ терригенного венда и терригенно-карбонатного рифея. Новые данные о строении геологического разреза Прибайкальского солеродного палеобассейна венда станут основой для уточнения картины палеомиграции углеводородов из рифейского палеобассейна, для прогноза и обоснования здесь перспективных объектов первоочередного геологического изучения на нефть и газ, новой оценки ресурсной базы УВ, что сегодня крайне важно недропользователям.

- [1] *Адамов Е.А., Цобин В.А., Чечель Э.И.* Некоторые черты геологического строения и развития Илгинской впадины в связи с перспективами калиеносности // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. 1970. Т. 116. С. 100–110.
- [2] *Анциферов А.С.* Нефтегазоносность Жигаловского вала // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Недра, 1966. С. 114–141.
- [3] *Беленицкая Г.А., Петров О.В., Соболев Н.Н. и др.* Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 624 с.
- [4] *Британ И.В., Жарков М.А., Кавицкий М.Л. и др.* Строение и условия формирования кембрийских соленосных отложений на территории СССР // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. II. С. 203–226.
- [5] *Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Мазукабзов А.М., Шутов Г.Я., Горлов И.В., Мисюркеева Н.В., Огибенин В.В.* Верхнеленское сводовое поднятие – главный объект подготовки ресурсной базы Иркутского центра газодобычи // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2019. № 3. С. 38–56.
- [6] *Вахромеев А.Г., Мейснер А.Л., Колмаков А.В. и др.* 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.
- [7] *Воробьев В.Н., Топешко В.А., Арутюнов С.Л.* Доусольская каменная соль Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1984. № 10. С. 131–133.
- [8] *Городничев В.И., Дробот Д.И.* Древнейшие эвапориты в позднекембрийских отложениях южной части Сибирской платформы // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. II. С. 229–230.
- [9] *Жарков М.А., Чечель Э.И.* Осадочные формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба. Новосибирск: Наука, 1973. 238 с.
- [10] *Замараев С.М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.
- [11] *Королюк И.К.* Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 158 с.
- [12] *Мельников Н.В.* Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.
- [13] *Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири.* Вып. 8. Иркутский бассейн / Ред. А.Э. Конторович, Н.В. Мельников, В.Н. Воробьев и др. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. 59 с.
- [14] *Пермяков С.А.* Материалы и корреляция разрезов верхнекембрийских отложений зоны сочленения Прибайкалья и Присяня // Нижний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции: Сборник научных трудов. Новосибирск: Изд-во ИГиГ, 1984. С. 17–24.
- [15] *Рапацкая Л.А., Вахромеев А.Г.* Рифейды Сино-Сибирской платформы и их нефтегазоносность. Иркутск: Изд-во ИРНТУ, 2018. 297 с.
- [16] *Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н.* Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Гео, 2006. 204 с.
- [17] *Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба* / Ред. М.М. Одинцов. М.: Наука, 1976. 134 с.
- [18] *Чечель Э.И., Машович Я.Г.* О древнейших соленосных отложениях на Сибирской платформе // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. II. С. 227–229.
- [19] *Шутов Г.Я.* Верхнеленское сводовое поднятие – новый перспективный объект для поисков залежей газа в Ангаро-Ленской НГО // Геология нефти и газа. 1987. № 1. С. 5–9.
- [20] *Шенфиль В.Ю., Арутюнов С.Л., Дольник Т.А., Коробейников Н.К., Пермяков С.А., Пятилетов В.Г.* Корреляция верхнекембрийских отложений Прибайкалья и Иркутского Присяня // Нижний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции: Сборник научных трудов. Новосибирск: Изд-во ИГиГ, 1984. С. 3–17.
- [21] *Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Станевич А.М. и др.* Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Ред. Е.В. Складов. Новосибирск: Гео, 2006. 364 с.



КАРТИРОВАНИЕ НОВЫХ ПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ УВС НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ПЕРИКРАТОННЫХ ПРОГИБОВ

А.Г. Вахромеев¹, А.С. Смирнов², А.В. Колмаков³, А.Л. Мейснер³, Д.О. Мамаков⁴

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Andrey_igr@mail.ru

² Тюмень, Тюменский промышленный университет, smirnovas@tyuiu.ru

³ Москва, НПП «Аэрогеофизика»

⁴ Иркутск, ООО «Сибгаз»

По итогам более чем полувека геолого-разведочных работ (ГРР) на углеводородное сырье (УВС) в Ангаро-Ленской нефтегазонасыщенной области (НГО) основным, базовым объектом, в пределах которого выявлены самые высокие перспективы прироста ресурсной базы УВС, считается крупное Верхнеленское мезокайнозойское поднятие (ВЛП) [1–3, 7, 11], в северной части которого разведано и введено в разработку уникальное Ковыктинское газоконденсатное месторождение (ГКМ). В работах акад. А.Э. Конторовича, Б.Л. Рыбьякова и Г.Я. Шутова геологическая позиция Ковыктинского ГКМ рассмотрена в зоне сочленения Байкало-Вилуйского (Предбайкало-Предпатомского) регионального прогиба с Ангаро-Ленской ступенью (АЛС). По результатам современных ГРР последних лет [2–6] Ангаро-Ковыктинская зона нефтегазонакопления расширена на восток за счет юго-западного борта Предбайкало-Предпатомского регионального прогиба и на юг и «укладывается» в контуры ВЛП (рисунок), которые удалось уточнить по данным современной комплексной аэрогеофизической съемки в 2019–2023 гг. [9, 10].

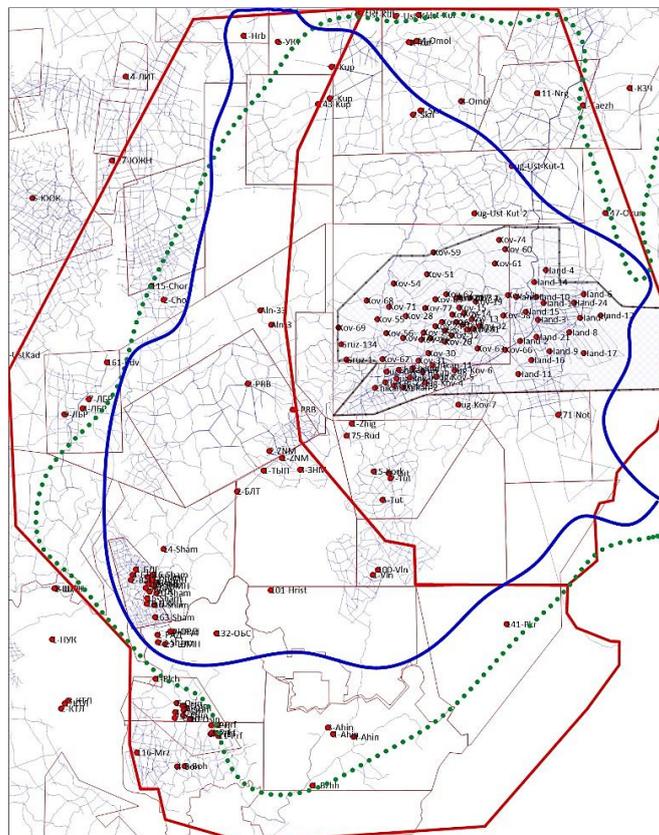


Схема изученности площади исследований сейсморазведкой и бурением из доступных фондовых материалов в пределах контура аэрогеофизической съемки. Сопоставлены контуры Верхнеленского поднятия по геологическим данным (зеленый пунктир) [2] и по данным комплексирования (синяя линия) [4] аэрогеофизических методов и данных сейсморазведочных работ (СРР), 2023 г.

В южной, тутурской, части ВЛП бурением и СРР в 2023–2024 гг. выявлены новые газоконденсатные залежи в базальном и боханском горизонтах [6]. Крайне важно учитывать литофациальные особенности коллекторов для обоснования оптимальной технологии первичного вскрытия этих пластов в процессе бурения, вторичного при испытании [12].

Промышленная продуктивность Ковыктинского ГКМ связана преимущественно с парфеновским песчаным горизонтом, выделяемым в верхней части верхнечорской свиты венда. Коллекторские свойства горизонта довольно высокие. Эффективная мощность 3.8–28.8 м, средняя пористость 14 %, проницаемость $(0.77–7.10) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В то же время изучению мегарезервуаров рифея и раннего кембрия уделяется гораздо меньше внимания, а краевые прогибы Сибирской платформы и зоны сочленения платформенной и горно-складчатых областей по-прежнему остаются объектами, наименее изученными как бурением, так и геофизическими исследованиями (рисунок).

Для доизучения новых перспективных объектов, которые можно отнести к крупным или уникальным, и прилегающих к ним территорий с целью прогнозирования новых залежей УВ важно применять различные подходы для комплексирования геолого-геофизических данных. Использование современных подходов к построению структурно-тектонической модели среды по комплексу данных потенциальных полей, сейсморазведки и бурения позволяет восстановить структурный каркас осадочного чехла и пород фундамента в местах отсутствия сейсмических данных (рисунок), а также количественно оценить неопределенности структурных построений по всей площади исследования. В южной части исследуемой площади закартированы положительные структуры, похожие по своим магнитным и гравитационным свойствам на гранитоиды фундамента на Ковыктинском ГКМ, причем они практически не изучены сейсморазведкой и бурением. Выделенные структуры представляют интерес с точки зрения поисков месторождений УВ, здесь прогнозируются ловушки в положительных формах облекания над выступами пород фундамента. На основе вновь проведенной аэрогеофизической съемки и архивных данных уточнены границы и строение Верхнеленского сводового поднятия как крупной структуры, важной для понимания распространения Ангаро-Ковыктинской зоны нефтегазоаккумуляции.

Для уточнения геологического строения крупных положительных структур, литологических ловушек в терригенном венде, сложных карбонатных коллекторов в органических карбонатных постройках раннего кембрия [2, 4, 6, 8, 11, 13] предлагается заложить комплексные региональные профили (сейсморазведка, электроразведка, геохимия) и параметрические скважины. Трассировка комплексных геофизических профилей и перспективы конкретных объектов ГРР обоснованы авторами в докладе.

- [1] Шутлов Г.Я. Верхнеленское сводовое поднятие – новый перспективный объект для поисков залежей газа в Ангаро-Ленской НГО // Геология нефти и газа. 1987. № 1. С. 5–9.
- [2] Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Мазукабзов А.М., Шутлов Г.Я., Горлов И.В., Мисюркеева Н.В., Огибенин В.В. Верхнеленское сводовое поднятие – главный объект подготовки ресурсной базы Иркутского центра газодобычи // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2019. № 3. С. 38–56.
- [3] Вахромеев А.Г., Мейснер А.Л., Колмаков А.В. и др. 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.
- [4] Мейснер А.Л., Смирнов А.С., Колмаков А.В. Современные подходы к комплексированию данных аэрогеофизической съемки, сейсморазведки и бурения на примере Ковыктинской зоны газонакопления // ГеоЕвразия-2022. Геологоразведочные технологии: наука и бизнес: Труды V Международной геолого-геофизической конференции (30 марта – 01 апреля 2022 г., Москва). Тверь: "ПолиПРЕСС", 2022. С. 110–113.
- [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. doi:10.41748/0016-7894-2023-6-41-65.
- [6] Вахромеев А.Г., Мамаков Д.О., Демидова Е.В. и др. Геологическое строение природных резервуаров венда и венд-кембрия юго-восточной части Ангаро-Ленской ступени по результатам нового этапа ГРР на нефть и газ // ПРОнефть. Профессионально о нефти. 2023. Т. 8, № 3. С. 22–37. doi:10.51890/2587-7399-2023-8-3-22-37.
- [7] Писаревский С.А., Иванов А.В., Донская Т.В. и др. Сибирский кратон и его складчатые обрамления в истории Земли: палеогеография, палеогеодинамика и полезные ископаемые. Иркутск: ООО «Восточно-Сибирская типография», 2023. 232 с.

- [8] Масленников М.А., Мамаков Д.О., Вахромеев А.Г. и др. Новые направления поисков месторождений углеводородов в юго-восточной части Ангаро-Ленской ступени // *Фундаментальные, глобальные и региональные проблемы геологии нефти и газа: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика РАН А.Э. Конторовича* (29 января – 01 февраля 2024 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2024. С. 142–144. doi:10.53954/9785604990070_142.
- [9] Мисюркеева Н.В., Вахромеев А.Г., Буддо И.В. и др. Особенности глубинного строения Ковыктинского ГКМ в зоне сочленения надвиговых секторов Байкало-Патомского надвигового пояса в связи с нефтегазоносностью // *Геомодель 2023: Тезисы докладов 25-й юбилейной научно-практической конференции по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа* (4–7 сентября 2023 г., Геленджик). М.: Геомодель, 2023. С. 398–402.
- [10] 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.
- [11] Поспеев А.В., Вахромеев А.Г., Курчиков А.Р. и др. К вопросу об оценке потенциала боханского горизонта по данным нестационарных электромагнитных зондирований на Ковыктинском газоконденсатном месторождении // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. 2020. Т. 11 (347). С. 9–12. doi:10.30713/2413-5011-2020-11(347)-9-21.
- [12] Вахромеев А.Г., Ташкевич И.Д., С.А. Сверкунов и др. Качество вскрытия бурением продуктивных терригенных пластов газоконденсатных месторождений Верхнеленского поднятия – базовая задача в цикле заканчивания // *Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море*. 2020. № 9. С. 25–37.
- [13] Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Мазукабзов А.М. и др. Геологическое строение юго-восточной краевой области Сибирского кратона на основе новейших данных ГРП по Ковыктинскому газоконденсатному месторождению // *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. 49–51.



ОРГАНОГЕННАЯ ПОСТРОЙКА В ОРОЧЕНСКОЙ СВИТЕ ВЕНДА – КЕМБРИЯ (ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ). ВЕСТИ С ПОЛЕЙ

Л.И. Ветлужских, М.С. Скрипников

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, vetluzhskikh@ginst.ru

В Саяно-Байкальской горной области (СБГО) на территории Республики Бурятия кембрий выделяется в составе трех отделов, неравномерно охарактеризованных остатками археоциат, трилобитов, брахиопод и водорослей, которые используются в биостратиграфическом расчленении и для построения региональных стратиграфических схем кембрийской системы. В регионе имеется ряд изученных кембрийских разрезов в нескольких структурно-фациальных зонах (СФЗ) [1–3]. Разрезы кембрия почти повсеместно в данном регионе подстилаются отложениями, относимыми к рифею – венду, также охарактеризованными органическими остатками (микрофитолиты, строматолиты и др.). Характерной для них является неравномерная обнаженность, неоднородность распределения фоссилий в разрезах, фрагментарность распространения стратифицированных образований среди гранитоидов, часто наличие покровной тектоники, сокращение объемов стратонтов, ранее относимых к кембрию, за счет выделения из их состава толщ более молодого возраста [2].

Ципинская зона (ЦЗ) занимает промежуточное положение между Бирамьино-Янгудской (БЯЗ) и Удино-Витимской (УВЗ) СФЗ [3]. В пределах этой зоны кембрийских отложений мало и представлены они карбонатной ороченской свитой (V–Є₁?), развитой в районе п. Багдарин (Витимское плоскогорье, Западное Забайкалье).

Ороченская свита, по Осокину П.В., была выделена по руч. Ороченскому, притоку р. Багдарин. Представлена доломитами, в отдельных горизонтах с микрофитолитами и строматолитами, содержит линзы доломитовых конглобрекций. В верхней части свиты – пачка (М 100 м) полимиктовых конгломератов, песчаников, алевросланцев. Мощность свиты достигает 2000–2200 м. В районе прииска Троицкого в доломитах нижней части разреза содержатся археоциаты *Ajacyathus* ex gr. *transitorius* Voronin, **Coscincocyathidae gen. ind.**, **Irregularia – Dictyocya** sp., фрагменты трилобитов, катаграфии, строматолиты, остатки трубчатых червей. Согласно (?) налегает на сивоконскую свиту венда, с небольшим перерывом перекрывается якшинской свитой.

По Воронцовой Г.А. [4], строматолиты представлены столбчатыми формами группы *Conophyton* и ветвистыми байкалоидного типа, желваковыми и пластовыми со специфичными микроструктурами. Каждый тип образует либо самостоятельные тела мощностью 25–30 м, либо совместные в виде биогермов. Микрофитолиты распространены по всему разрезу ороченской свиты, нередко заполняя межстолбиковое пространство в строматолитах, подстилая их или образуя пачки мощностью до 10–20 м. В составе микрофитолитов преобладают *Osagia tchaica* Jak., *O.torta* Milst., *O.decimana* Jak., *O.donatella* Korol., *O.tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites compositus* Z.Zhur., *Ves.marius* Dol., *Ves.igaricus* Milst., *Volvatella zonalis* Nar., *Ambigolamellata* sp. В верхах свиты развиты разнообразные «водорослевоподобные» структуры и микрофитолиты группы *Nubecularites* Reitl. Подводя итог, авторы пишут: «Основываясь на комплексах строматолитов и микрофитолитов, следует признать докембрийский возраст вмещающих толщ ...» [4]. Раньше она выделялась как тилимская свита венда – раннего кембрия в том же объеме [5].

Летом 2024 г. были проведены совместные полевые исследования стратиграфического отряда лаборатории геодинамики ГИН СО РАН и Института геологии и геохронологии докембрия (г. Санкт-Петербург) по р. Ороченскому и в окрестностях пос. Багдарин в районе «Белой горки».

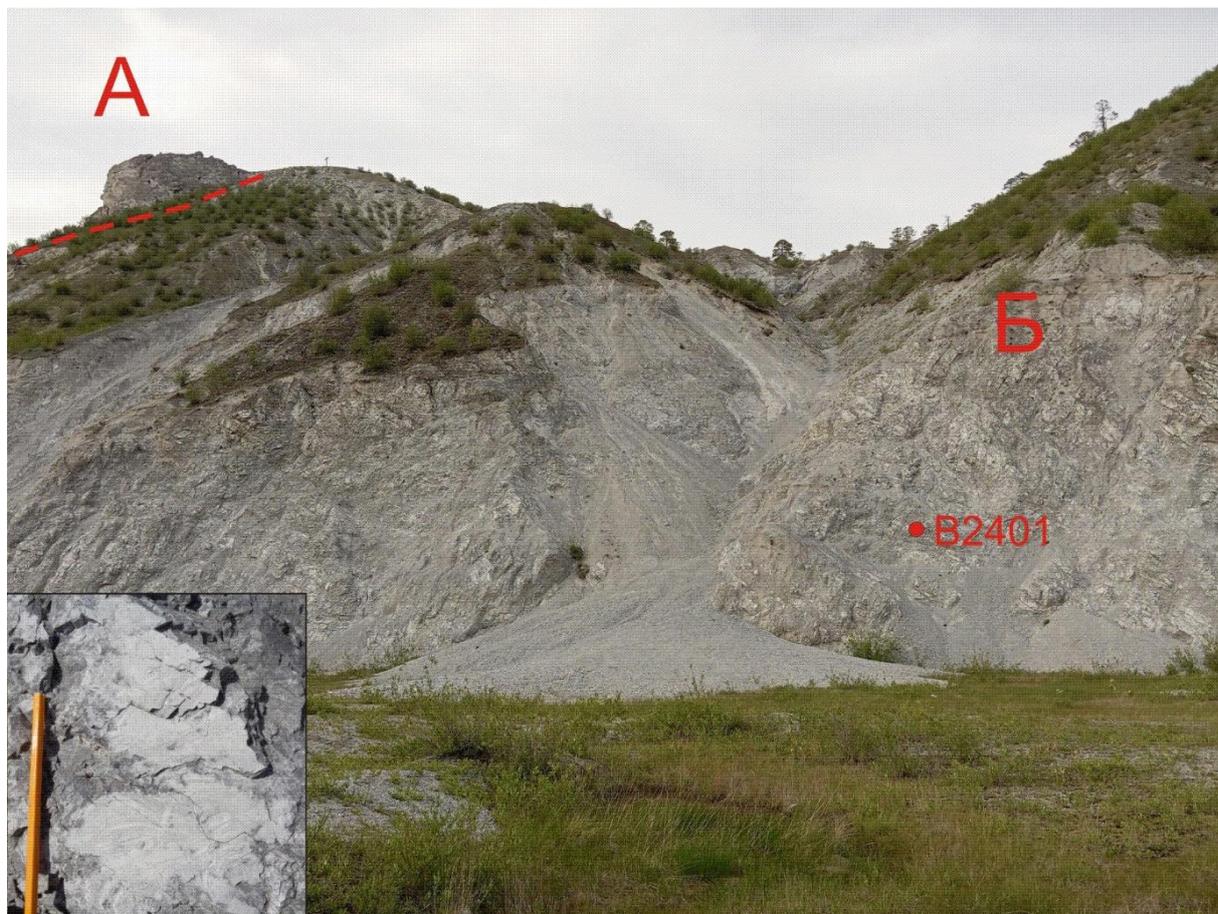
Установлено, что «Белая горка» представляет собой органогенную постройку, остов которой сложен полностью серыми строматолитовыми доломитами. Склоновые отложения слагают

карбонатные брекчии, обломки в которых представлены теми же строматолитовыми доломитами, сцементированными известковой массой (вскипает в кислоте). Постройка в длину около 1000 м.

Доломиты серые строматолитовые, брекчиевидные, сильно трещиноватые, интенсивно тектонизированные (рисунок).

Строматолиты представлены пластовыми и желваково-столбчатыми формами, хорошо различимыми на свежем сколе. На выветрелой поверхности более отчетливо видна тонкая слоистость строматолитов (рисунок, врезка).

В коренном выходе наблюдается разлом, который подчеркивается налеганием карбонатных брекчий на строматолитовые доломиты, а также красновато-коричневой окраской брекчий (рисунок).



Выходы строматолитовых доломитов ороченской свиты «Белая горка» в окрестностях пос. Багдарин. *А* – карбонатные брекчии, представляющие склоновые образования органогенной постройки; *Б* – остов постройки, сложенный строматолитовыми доломитами (врезка); B2401 – точки наблюдения; пунктирной линией показано тектоническое нарушение (надвиг).

По р. Ороченскому были собраны образцы доломитов микрофитолитовых, часто окремненных. Микрофитолиты могли заполнять пустоты в межстолбиковых пространствах строматолитов или образовывать самостоятельные скопления, сохраняясь в виде линз или небольших построек.

Органогенные постройки выявлены и в той или иной степени описаны в отложениях самого различного возраста. Они выделяются как рифогенные фации, в том числе в рифее и кембрии. Основными рифостроителями этого возраста были строматолиты, водоросли и археоциаты. При изучении ископаемых построек применяется метод детального экологического исследования закономерностей распределения органических остатков. Таким образом, на первом этапе будут проведены палеонтологические исследования строматолитов и микрофитолитов в шлифах, определен состав форм и уточнен возраст вмещающих пород.

- [1] *Ветлужских Л.И.* Органический мир и проблемы биостратиграфии кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области (в пределах территории Бурятии) // Тектоника, глубинное строение и микрерагения востока Азии: VIII Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции (17–20 сентября 2013 г., г. Хабаровск). Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 480–483.
- [2] *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.
- [3] *Ветлужских Л.И.* Региональная стратиграфическая схема кембрия Саяно-Байкальской горной области // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства: Сборник статей Всероссийского совещания (23–25 мая 2013 г.). М.: ГИН РАН, 2013. С. 88–90.
- [4] *Воронцова Г.А., Разбойников Г.П., Добрынина С.М.* Фитолиты и новые ископаемые проблематики Восточного Саяна и Забайкалья // Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по палеонтологии докембрия и раннего кембрия (11–14 мая 1987 г.). Петрозаводск: КФАН СССР, 1987. С. 21–23.
- [5] *Бутов Ю.П.* Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.



ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА В КАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ ПО ДАННЫМ AR-AR ДАТИРОВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Е.В. Ветров, Т.А. Бирюкова

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vetrov@igm.nsc.ru;
t.biryukova@g.nsu.ru

Тувинский прогиб расположен в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и сформирован в раннем девоне на позднепротерозойских(?) – раннепалеозойских террейнах. В пределах Тувинского прогиба выделяются два тектономагматических этапа – раннедевонский и позднедевонский – раннекаменноугольный(?), в ходе которых сформированы вулканогенные толщи контрастной риолит-базальтовой ассоциации и разноглубинные интрузии [1, 2]. Предполагается, что на этих этапах магматизм развивался в обстановке растяжения литосферы в связи с активностью мантийного плюма, продолжающейся с раннего девона до раннекаменноугольного времени [1]. Дальнейшая история геологического развития Тувинского прогиба может быть расшифрована с помощью низкотемпературных методов геохронологии и по анализу осадочной последовательности. В раннекаменноугольное время осадконакопление в Тувинском прогибе происходило в условиях пресноводных озерных водоемов, о чем свидетельствуют тонкозернистые косо- и волнисто-слоистые алевролиты и песчаники, водорослевые и оолитовые структуры известняков. В средне- и позднекаменноугольное время в Тувинском прогибе шло заболачивание водоемов, сопровождаемое накоплением угленосных отложений. Одновременно с этим формировались песчано-галечные отложения дельт и песчаники пойм.

В данной работе с помощью U-Pb датирования циркона проанализированы раннекаменноугольные терригенные отложения (образец EV-8) Тувинского прогиба. Установлен уверенный пик на 340 млн лет. Цирконы имеют магматическую природу, что подтверждается осцилляторной зональностью и высокими значениями Th/U отношения (выше 0.3). Ранее Ar-Ag датирование базитовых интрузий Тувинского прогиба показало схожие датировки ~340 млн лет, подтверждая раннекаменноугольное тектономагматическое событие [3], поскольку Ar-Ag датирование полевых шпатов позволяет выявить крупноамплитудное растяжение кристаллического фундамента и/или этапы постмагматических тектонических процессов.

Для терригенных пород раннекаменноугольного возраста характерно присутствие вулканического пепла. В это время на территории Западной Монголии (~359–330 млн лет) и Китайского Тянь-Шаня (~345–325 млн лет) широко проявлен раннекаменноугольный внутриплитный базитовый магматизм, связанный с активностью мантийных плюмов (Тувинско-Монгольского? и Тянь-Шаньского) [4–6]. Активность мантийного плюма могла оказать влияние на тектоническую эволюцию Тувинского прогиба и в раннекаменноугольное время.

Получены новые данные Ar-Ag датирования полевых шпатов из базитовых интрузий (даек, штоков, силлов) центральной части Тувинского прогиба. Для долеритов, отобранных из девонских силла (образец 4) и дайки (образец 905), получены среднекаменноугольные Ar-Ag возрасты плагиоклаза. В возрастном спектре плагиоклаза пробы 905 отмечено высокотемпературное плато из трех ступеней, характеризующееся 62 % выделенного Ar* и дающее возраст 318.7±6.1 млн лет. Трехступенчатое плато плагиоклаза (73 % Ar*) из пробы 4 показало возраст 319.8±5.8 млн лет. Полученный Ar-Ag возраст плагиоклаза ~320 млн лет может свидетельствовать о среднекаменноугольном постмагматическом событии. U-Pb датирование детритового циркона из средне- и позднекаменноугольных терригенных отложений (образец EV-10) показало популяцию с пиком на 315 млн лет. Цирконы имеют осцилляторную зональность и высокие Th/U отношения (выше 0.3), указывая на их магматическую природу. Проанализированные средне- и позднекаменноугольные терригенные отложения Тувинского прогиба содержат вулканогенный материал (вулканический пепел, лапилли), который может свидетельствовать о вулканическом событии в пределах тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Природа

этого события остается неясной. Предполагается, что среднепозднекаменноугольный этап тектономагматической активизации в пределах Тувинского прогиба мог быть также связан с мантийным плюмом, как и более ранние этапы развития начиная с раннего девона.

Таким образом, с помощью Ag-Ag датирования полевых шпатов и U-Pb датирования детритового циркона установлено два этапа внутриплитной тектономагматической активизации (~340 и 320 млн лет) в пределах Тувинского прогиба, природа которых требует дальнейшего изучения.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10069.

- [1] *Ветров Е.В., Уваров А.Н., Андреева Е.С., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Степанов А.С., Вишневецкая И.А., Червяковская М.В.* Среднепалеозойский магматизм Центрально-Тувинского прогиба (восточная часть Алтае-Саянской складчатой области): петрогенезис, тектоника и геодинамика // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 12. С. 1607–1629.
- [2] *Сугоракова А.М., Никифоров А.В.* Базитовый магматизм раннедевонского рифтогенного Тувинского прогиба // Геосферные исследования. 2016. № 1. С. 85–103.
- [3] *Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I.* Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // Minerals. 2020. V. 10. № 56. doi:10.3390/min10010056.
- [4] *Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г.В., Шеленаев Р.А.* Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 10–31.
- [5] *Pirajno F., Mao J., Zhang Z., Zhang Z., Chai F.* The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits // Journal of Asian Earth Sciences. 2008. V. 32, № 2–4. P. 165–183.
- [6] *Xia L.-Q., Xu X.-Y., Xia Z.-C., Li X.-M., Ma Z.-P., Wang L.-S.* Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China // Geological Society of America Bulletin. 2004. V. 116. P. 419–433.



КАРБОНАТЫ МИШИХИНСКОЙ СВИТЫ САЛАИРА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА): СОСТАВ, ВОЗРАСТ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Н.И. Ветрова, Е.В. Ветров, А.И. Прошенкин, Н.А. Бычкова

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, pisareva@igm.nsc.ru; vetrov@igm.nsc.ru; aiprosh@igm.nsc.ru; by.natali.an@yandex.ru

Салаирский террейн расположен в северо-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и представлен преимущественно кембрийскими островодужными комплексами пород. Террейн рассматривается как фрагмент палеостроводужной системы, связанной с развитием Палеоазиатского океана в позднем протерозое – раннем палеозое на юго-западной окраине Сибирского кратона [1–4]. В его юго-восточной части известна серия тектонических блоков, сложенных докембрийскими терригенными и карбонатными породами. Существенно карбонатная осадочная последовательность этих блоков мощностью до 1500–2000 м выделяется в мишихинскую свиту, которая является объектом данного исследования. Органические остатки в этих отложениях не известны, поэтому нет прямых данных для установления их возраста. Одни исследователи сопоставляют карбонатные породы мишихинской свиты с кембрийскими фаунистически охарактеризованными известняками гавриловской свиты и, соответственно, определяют их возраст как раннекембрийский [5, 6]. Другие авторы предполагают, что отложения мишихинской свиты имеют древнейший для Салаирского террейна возраст – вендский [7] или даже рифейский [8]. Условия формирования карбонатов мишихинской свиты также не имеют однозначной трактовки. Все эти вопросы необходимо решить как для понимания позднепротерозойской – раннепалеозойской истории развития Салаирского террейна в контексте эволюции всего Центрально-Азиатского складчатого пояса, так и для понимания закономерностей размещения полезных ископаемых на исследуемых территориях. К докембрийским блокам, в том числе карбонатным толщам мишихинской свиты, пространственно приурочены рудные проявления и пункты минерализации марганца (например, Сунгайское проявление).

В связи с этим проведены геохимические, изотопно-геохимические (Sr, C, O) и геохронологические (U-Pb датирование циркона) исследования. Такой комплекс методов является современным инструментом для ограничения времени седиментации докембрийских и кембрийских карбонатных пород [9], особенно в случае отсутствия фаунистических остатков. Целью данного исследования является определение возраста и условий формирования карбонатных отложений мишихинской свиты на основе вновь полученного комплекса прецизионных данных.

Изучен фрагмент стратотипического разреза мишихинской свиты, вскрытый в Голухинском карьере, где он обнажается в ядре синклинали складки. Известняки представляют собой темно-серые до черных плитчатые породы. Для геохимических и хемотратиграфических исследований известняков последовательно опробован непрерывный разрез мощностью ~420 м. Породы мишихинской свиты прорываются субвертикальной дайкой зеленых габбро-долеритов мощностью до 1 м. Из этих пород отобрана крупногабаритная проба для U-Pb датирования цирконов методом лазерной абляции.

Геохимические исследования показали, что карбонатные породы мишихинской свиты представлены чистыми известняками (Mg/Ca отношение варьируется от 0.001 до 0.004), доля нерастворимого силикокластического осадка не превышает 10 %. Известняки демонстрируют высокую сохранность, характеризуются высокими содержаниями Sr (от 1800 до 5500 г/т), низкими содержаниями Mn – от 50 до 190 г/т и железа – от 400 до 1800 г/т.

Геохимические данные, включая значения изотопов C и O, зависят от среды осадконакопления и указывают на геологические условия карбонатонакопления. Формирование известняков мишихинской свиты происходило в условиях открытого моря или открытого океана, что подтверждается предельно низкими содержаниями алюмосиликатных примесей и положительной корреляцией Al с Fe и Mn. Данные изотопов C и O демонстрируют вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ в

диапазоне от +0.5 до +4.1 ‰ (n=12), тогда как значения $\delta^{18}\text{O}$ показывают диапазон от 20.9 до 27.1 ‰ (n=12), что подтверждает морской генезис известняков и исключает их образование из органического вещества и их магматическое происхождение. Спектры распределения РЗЭ, нормированные на PAAS, характерны для карбонатов, сформированных в условиях открытого океана, что также подтверждается отсутствием корреляции суммарного содержания РЗЭ с петрогенными элементами.

Известняки мишихинской свиты удовлетворяют параметрам наименее измененных образцов ($\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 3$ и значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} > 20$ ‰). Корреляция между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Fe/Sr , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Mn/Sr отсутствует, что подтверждает минимальное вторичное изотопное изменение изотопного состава $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, и данные породы могут быть использованы для изотопной (C-Sr) хемотратиграфии. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения 12 наименее измененных известняков мишихинской свиты демонстрируют узкий диапазон от 0.70856 до 0.70859. Сопоставление полученных изотопных характеристик ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) известняков мишихинской свиты с обобщенной мировой кривой вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в палеоокеане предполагает два равновероятных варианта интерпретации времени накопления исследуемых отложений: 555–545 и 525–510 млн лет. U-Pb датирование циркона из базитовой дайки, прорывающей известняки мишихинской свиты, показало возраст 525.0 ± 3.1 млн лет (СКВО=3.8). Это свидетельствует о том, что возрастной интервал 555–545 млн лет наиболее вероятен для времени накопления известняков мишихинской свиты. Таким образом, установлено, что известняки мишихинской свиты формировались в условиях открытого океана в вендское время.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-10035, <https://rscf.ru/project/23-77-10035/>.

- [1] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сючань С., Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
- [2] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- [3] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. 328 с.
- [4] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1, С. 93–108.
- [5] Винкман М.К., Асташкин В.А., Краевский Б.Г. Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая // Труды СНИИГГИМС, 1964. Вып. 29. С. 34–50.
- [6] Гинцингер А.Б., Винкман М.К., Асташкин В.А., Тараненко В.А., Краевский Б.Г., Поспелов А.Г. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. 1967. 217 с.
- [7] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алтае-Саянская. Масштаб 1:1000000. Лист N-45 (Новокузнецк): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 665 с.
- [8] Геологическая карта СССР. Серия Кузбасская. Масштаба 1:200000. Лист N-45-XX: Объяснительная записка. М.: Недра, 1965. 102 с.
- [9] Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 6. С. 3–19.



МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ДАЙКОВОГО РОЯ КЕРЕГЕТАС, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

А.С. Волосов, С.В. Хромых, А.Э. Изох

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, volosovalex@gmail.com

Дайковые рои представляют собой крупные скопления даек, расположенных на относительно небольшой территории. Рои, содержащие в себе множество даек различного состава, являются отражением эндогенной активности в литосферной мантии и вышележащей земной коре. При этом состав даек как слабо дифференцированных тел обычно отражает состав магматических очагов, образованных на разных уровнях литосферы [1].

Объектом исследования является Керегетасский дайковый рой, расположенный в Восточном Казахстане. В геодинамическом плане этот регион представляет собой Обь-Зайсанскую складчатую систему, сформированную в позднем палеозое при взаимодействии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и последующем закрытии Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна. Дайки Керегетасского роя располагаются в Жарма-Саурской зоне Обь-Зайсанской складчатой системы [2]. Керегетасский рой представляет интерес для исследования из-за скопления на относительно небольшой территории большого количества сильно обнаженных дайковых тел, которые сложены породами разнообразного состава (кислые, средние, лампрофировые и основные). Это свидетельствует о проявлении процессов мантийно-корового взаимодействия.

Керегетасский дайковый рой располагается на территории 12×14 км. Раннекаменноугольные (турне – визе) вмещающие отложения прорваны Коскемпирской интрузией, сложенной габбро, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, отнесенными к саурской серии раннего карбона [3]. Коскемпирская интрузия прорвана несколькими мелкими интрузиями биотитовых гранитов. В юго-западной части района расположена вытянутая дайкообразная интрузия Керегетас размерами 8.0×0.5 км, сложенная амфиболовыми щелочными лейкогранитами. Подавляющее большинство даек имеет северо-восточное простирание. Количество даек составляет не менее 250 тел мощностью от 1.5–2.0 до 8–10 м.

Было уточнено внутреннее строение и взаимоотношения геологических тел Керегетасского участка, состав дайковых пород. В составе Керегетасского роя преобладают дайки двух разновидностей: 1) лампрофиры и диориты и 2) гранодиорит-порфиры, которые суммарно составляют около 85 % от общего числа даек. Около 10 % даек сложено долеритами и около 5 % – гранит-порфирами и аплитами.

Возраст интрузий был оценен авторами путем U-Pb изотопного датирования цирконов. Для датирования были выбраны три пробы из интрузий различного типа: 1) кварцевые диориты Коскемпирской интрузии, которые показали возраст в 317±2 млн лет; 2) амфиболовые граниты Керегетасской интрузии, возраст которых составил 292±4 млн лет; 3) биотитовые граниты малой интрузии с полученным возрастом в 284±3 млн лет. Возраст даек был оценен Ar-Ar датированием раннемагматических вкрапленников амфибола из лампрофира, возраст плато составил 287±4 млн лет.

Таким образом, можно выделить два этапа магматизма: 1) формирование Коскемпирской интрузии в среднем карбоне и 2) образование Vt-Amp интрузий, щелочных лейкогранитов Керегетасской интрузии, а также даек Керегетасского роя в ранней перми.

Породы Коскемпирской интрузии представлены неравномерно-зернистыми микрогаббро и гранодиоритами, Керегетасская гранитная интрузия сложена щелочными арфведсонитовыми лейкогранитами, интрузии кислого состава сложены Vt-Amp гранитами, дайки основного состава – неравномерно-зернистыми долеритами. Дайки лампрофирового и среднего состава, по сути, являются породами, которые имеют схожий минеральный состав и отличаются только степенью идиоморфизма: в лампрофирах наиболее идиоморфный только амфибол, а в средних породах – амфибол и плагиоклаз. Лампрофиры представлены спессартитами, дайки среднего

состава – в основном микродиоритами и диорит-порфиридами, дайки кислого состава – гранодиорит-порфирами и гранитами. Дайки гранодиоритового состава отчетливо разделяются на два геохимических типа. Гранодиориты первого типа по сравнению с гранодиоритами второго типа имеют пониженные содержания SiO_2 , повышенные содержания MgO , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Sr , Ba , т.е. обогащены элементами, характерными для базитовых магм. Гранодиориты второго типа по сравнению с гранодиоритами первого типа имеют повышенные содержания SiO_2 , LREE, Eu, Rb, Zr, Th, т.е. обогащены компонентами, характерными для коровых магм.

Детальное исследование данных по минералогии и геохимии позволяет заключить, что разнообразие составов пермских магматических пород Керегетасского района является результатом дифференциации и ассимиляции таких родоначальных магм, как 1) магма базальтового состава, возникшая при плавлении шпинелевых и гранатовых лерцолитов литосферной мантии; при ее дифференциации и ассимиляции были образованы долериты и спессартиты; 2) магма диоритового состава, возникшая при ассимиляции родоначальной базитовой магмы коровым веществом; при ее дифференциации возникли диориты, гранодиориты первого типа и граниты даек; 3) магма гранитного состава, возникшая при плавлении метавулканических пород на нижнекоровых уровнях в результате термального воздействия мафических магм; из этой магмы были сформированы амфиболовые лейкограниты Керегетасской интрузии; 4) магма гранодиоритового состава, возникшая при частичном плавлении терригенных метаосадочных или метавулканических источников на среднекоровых уровнях; при ее дифференциации возникли гранодиориты второго типа и биотитовые граниты малых интрузий.

Сравнение геологической позиции и геохимии показывает, что все дайки, которые прорывают лейкограниты Керегетасской интрузии, относятся к гранодиоритам второго типа. Биотитовые граниты малых интрузий, произошедшие из той же родоначальной магмы, также прорывают Керегетасскую интрузию. Это показывает, что плавление среднекоровых пород происходило позже плавления нижнекоровых (282–284 млн лет для гранодиоритов второго типа и биотитовых гранитов против 292–286 млн лет для амфиболовых лейкогранитов и спессартитов). На основании сопоставления полученных данных можно предложить двухстадийную модель формирования Керегетасского дайкового роя и сопряженных гранитных интрузий.

Первая стадия соответствует интервалу в 292–286 млн лет. Родоначальная мафическая магма внедрилась в основание коры, где сформировала магматическую камеру. Процессы дифференциации в этой камере приводили к фракционированию оливина и клинопироксена, в результате магма могла эволюционировать до состава, которому отвечают дайки долеритов. В верхней части этой магматической камеры мафическая магма ассимилировала воду, кремнезем и калий из коровых пород, что привело к появлению очагов спессартитовых магм. Процессы ассимиляции также могли сформировать очаг диоритовых магм в нижней части коры.

Подъем диоритовых магм и их взаимодействие с коровыми породами могли сформировать магмы гранодиоритового состава. Этим магмам соответствуют дайки гранодиоритов первого типа. Дифференциация гранодиоритов первого типа привела к формированию очагов кислых магм, из которых были образованы дайки гранитного состава.

В нижней коре происходило частичное плавление амфибол- и биотитсодержащих коровых источников из-за теплового воздействия нижележащего базитового очага. Это позволило сформировать очаг магм амфиболовых лейкогранитов. В конце этой стадии произошел эпизод растяжения коры, что вызвало образование множества трещин и одновременное внедрение даек разного состава с разных глубинных уровней.

Вторая стадия соответствует интервалу в 284–282 млн лет и является продолжением того же самого эндогенного события. В это время в средней коре на фоне общего прогресса от нижележащих магматических камер произошло частичное плавление биотитсодержащих коровых источников при участии флюидов, которые могли как подниматься с нижних уровней коры, так и выделяться при дегидратации минералов метаморфических пород. В результате были сформированы очаги гранодиоритовой магмы, из которой сформировались гранодиориты второго типа. Эта гранодиоритовая магма могла дифференцироваться, что привело к появлению гранитных магм и последующему формированию малых интрузий биотитовых гранитов. Внедрение дайки гранодиоритов второго типа и интрузий Вт гранитов происходило при продолжающемся растяжении коры.

В целом, процессы формирования разнообразных по составу магм на разных уровнях коры были инициированы очагом базитовой магмы, явившейся главным тепловым источником эндогенного события. Процессы мантийно-корового взаимодействия, определившие разнообразие магматических пород, происходили по разным механизмам:

- 1) дифференциация и ассимиляция базитовых магм по тренду долериты – спессартиты; долериты – диориты – гранодиориты 1-го типа – граниты даек;
- 2) плавление коровых источников на разных уровнях при тепловом воздействии:
 - а) плавление нижнекоровых субстратов с формированием щелочных амфиболовых лейкогранитов;
 - б) плавление среднекоровых субстратов с формированием гранодиоритов 2-го типа и малых интрузий биотитовых гранитов.

Образование даек и Керегетасской интрузии в ранней перми связано с посторогенными процессами в обстановке растяжения, происходящего в условиях повышенного температурного градиента в литосфере, вызванного активностью Таримского плюма [2].

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 23-27-00224).

- [1] *Hürlimann N., Müntener O., Ulmer P., Nandedkar R., Chiaradia M., Ovtcharova M.* Primary magmas in continental arcs and their differentiated products: petrology of a post-plutonic dyke suite in the Tertiary Adamello batholith (Alps) // *Journal of Petrology*. 2016. V. 57, № 3. P. 495–534.
- [2] *Хромых С.В.* Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан): Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 439 с.
- [3] *Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., и др.* Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.



РОЛЬ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ УДИНСКОГО СЕКТОРА ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ (Sr, Nd, O, Pb) ДАННЫМ

А.А. Воронцов¹, В.В. Ярмолюк², С.И. Дриль¹, В.М. Саватенков³,
Д.А. Лыхин², Е.Н. Федерягина⁴, С.А. Сасим⁴

¹ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voront@igc.irk.ru, sdril@igc.irk.ru

² Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, yarm@igem.ru, lykhind@rambler.ru

³ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru

⁴ Иркутск, Иркутский государственный университет, katerinka19.85@mail.ru, sasimserg@mail.ru

Строение и магматизм Удинского сектора

Западно-Забайкальская рифтовая область возникла в континентальных условиях в средней – поздней юре и развивалась поэтапно до раннего кайнозоя включительно [1]. Удинский сектор является одним из ее центральных фрагментов и включает в себя Удинскую, Еравнинскую и Зазинскую впадины [2].

Магматические ассоциации Удинского сектора сложены породами полного спектра составов – от ультраосновных до кислых. От этапа к этапу происходил спад общей продуктивности магматизма, уменьшалась доля сиалических пород и возрастала их суммарная щелочность.

В средней и поздней юре (174–154 млн лет) в Удинской впадине формировались дифференцированные вулканические ассоциации с участием сиалических пород. Наиболее масштабные излияния лав происходили в начале раннего мела (143–135 млн лет). В это время в каждой впадине образовывалась ассоциация трахибазальтов и трахиандезибазальтов, отвечающая возрасту пород хилокской свиты. Позднемеловой возраст (83–71 млн лет) имеют вулканы, распространенные в области сочленения Удинской и Еравнинской впадин. Их объем на три или даже четыре порядка меньше объема раннемеловых магматических продуктов. К ним относятся небольшие (до 1 км²) вулканические поля оливиновых трахибазальтов и щелочных базальтов в окрестностях с. Гонда – р. Гавриловка и щелочных пикробазальтов в окрестностях с. Комсомольского.

Меловые магмы: роль мантийных источников

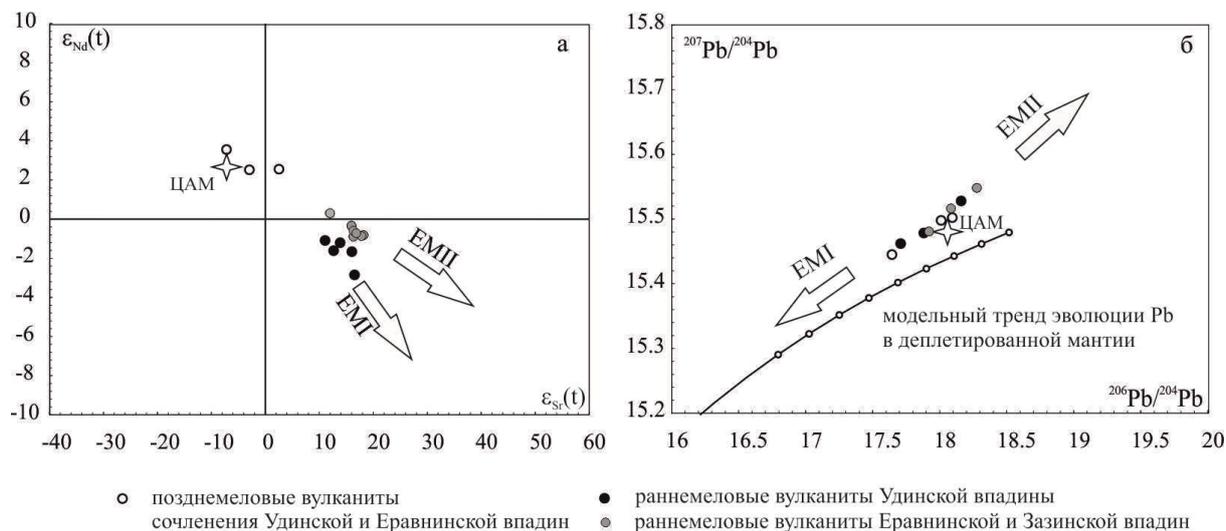
Щелочные базальты, трахибазальты и трахиандезибазальты раннемеловых этапов магматизма по сравнению с внутриплитовыми базальтами типа ОИВ обогащены практически всеми несовместимыми элементами, но отличаются относительным дефицитом Ta и Nb.

В первом приближении параметры состава мантийных источников магматизма определяются крайними точками на трендах распределения изотопных составов Sr и Nd на диаграмме $\epsilon_{Sr}(t) - \epsilon_{Nd}(t)$ (рисунок, а). Составы с более высокой долей деплетированного мантийного компонента (более высокие значения $\epsilon_{Nd}(t)$ и более низкие $\epsilon_{Sr}(t)$) располагаются на левых окончаниях трендов. Группа точек, объединяющая составы базальтоидов Еравнинской и Зазинской впадин, формирует тренд, левое продолжение которого прослеживается в сторону умеренно деплетированного мантийного источника, а правое – в сторону обогащенного источника с параметрами ЕМII. Составы пород Удинской впадины формируют тренд от умеренно деплетированного источника до обогащенного источника с параметрами ЕМI. Точку пересечения этих трендов можно рассматривать в качестве общего компонента, участвовавшего в образовании раннемеловых базальтоидов сектора. Позднемеловые вулканы сектора на диаграмме $\epsilon_{Sr}(t) - \epsilon_{Nd}(t)$ образуют отдельную группу, отвечающую характеристикам умеренно деплетированной мантии, а их геохимические параметры близки к составу ОИВ, в том числе по содержанию Ta и Nb. В этой группе щелочной пикробазальт обладает наиболее высокими содержаниями несовместимых редких элементов, высокими значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, низкими $\epsilon_{Sr}(t)$ и $\delta^{18}O$.

Последовательность точек составов вулканических пород как раннемелового, так и позднемелового этапа (рисунок, б) смещена в область повышенных значений ²⁰⁷Pb относительно модельного

тренда эволюции Pb в деплетированной мантии по [5]. Изотопные характеристики Pb в раннемеловых вулканитах указывают на участие в их образовании, по крайней мере, двух обогащенных источников – EMI и EMII типа. В вулканитах Удинской впадины в большей мере проявлено участие источника EMI типа, в вулканитах Еравнинской и Зазинской впадин – источника EMII типа, что согласуется с результатами, которые получены на основании Sr-Nd изотопных данных.

Таким образом, для раннемеловых вулканитов сектора приходится допускать одновременное существование в разной степени обогащенных (EMI, EMII) мантийных фрагментов, что не лишено трудностей. Вариант, позволяющий решить эту проблему, заключается в предположении о том, что наиболее эволюционированные магмы, отвечающие составу пород с максимальным содержанием SiO₂, являются результатом смешения магм мантийной и коровой природы.



Изотопный состав пород Удинского сектора на диаграммах в координатах $\epsilon_{Sr}(t) - \epsilon_{Nd}(t)$ (a) и $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ (б). ЦАМ – параметры общего мантийного компонента для кайнозойских базальтов Центральной Азии [3]. Обогащенные мантийные источники EMI и EMII по [4].

Меловые магмы: роль коровых источников

Различие геохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb, O) характеристик двух групп раннемеловых пород Удинского сектора, разнесенных в пространстве на расстояния, исчисляемые в десятки километров, позволяет предложить модель контаминации общего для них первичного расплава разными по составу коровыми субстратами.

О вкладе процессов контаминации в состав вулканических продуктов свидетельствуют прямые корреляции между содержаниями SiO₂ и изотопными параметрами (Sr, Nd, Pb, O) в раннемеловых базальтоидах.

Рост содержания SiO₂ в породах пропорционально связан с ростом в них радиогенного стронция, свинца и доли тяжелого изотопа кислорода, а также снижением доли радиогенного неодима. Линейный характер зависимостей указывает на то, что изменения составов были связаны со смешением исходных магм с компонентом, обладающим по сравнению с базальтами более высокими содержаниями SiO₂, а также иными изотопными и геохимическими характеристиками.

Так, коровый компонент, участвовавший в образовании раннемеловых вулканитов Зазинской и Еравнинской впадин, отличался (помимо более высокого содержания SiO₂, более 55 мас. %) повышенными содержаниями Zr >500 г/т, La >100 г/т, La/Yb, Rb/Sr. Учитывая также типичные для него повышенные значения ϵ_{Sr} (>20) и умеренные ϵ_{Nd} (<-1), напрашивается вывод о сходстве его характеристик с составом субщелочных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, которые образуют раму для позднемезозойских структур Еравнинской и Зазинской впадин. Повышенные значения $\delta^{18}O$ также указывают на то, что контаминантом для расплавов выступал компонент, близкий по составу к гранитам.

Коровый компонент, участвовавший в образовании пород Удинской впадины, характеризуется сравнительно основным составом (SiO₂ уменьшается до 51 мас. %), умеренным или пониженным относительно базальтоидов содержанием (в г/т): Zr<400, La<100. Этот компонент обладал низкими величинами La/Yb, Rb/Sr как по сравнению с составом исходного базальтового

расплава, так и по сравнению с составом первичных базальтовых магм под Еравнинской и Зазинской впадинами. Его изотопный состав ($\epsilon\text{Nd} < -3$) отвечает мезопротерозойской ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) > 1.4$ млрд лет) коре. С учетом этих характеристик, а также данных об изотопном составе кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 6.5\text{--}6.7$ ‰), не типичном для гранитоидов, можно предположить, что этот компонент располагался ниже корней Ангаро-Витимского батолита и, скорее всего, был близок к нижней истощенной в отношении высоконесовместимых элементов базитовой коре региона.

Для позднемеловых пород фиксируются определенные вариации геохимических, изотопных (Sr, Nd, Pb, O) параметров в зависимости от содержаний SiO_2 (мас. %) в ряду щелочные пикробазальты – трахибазальты, что также не исключает участие коровых контаминантов в их образовании. Взаимодействие позднемеловых расплавов с корой было сведено к минимуму, что позволило им в наибольшей степени сохранить характеристики астеносферного источника.

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

- [1] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое – кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6, № 3. С. 115–138.
- [2] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 920–946.
- [3] Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. V. 14. P. 493–571.
- [4] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1260–274.
- [5] Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geology. 1997. V. 139. P. 75–110.



ЮЖНЫЙ ФЛАНГ СИБИРСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ: ГЕОДИНАМИКА И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская

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

Неопротерозой по праву можно считать ключевым периодом в геологической истории Земли. Именно в неопротерозое, на фоне распада суперконтинента Родиния, происходили масштабные геодинамические процессы в пределах уже существовавших и новообразованных палеоокеанов. Кроме этого, эндогенная активность неопротерозоя затронула и краевые области древних кратонов. В полной мере эти события коснулись и южного фланга Сибирского кратона, вдоль которого после отделения кратона от суперконтинента Родиния и открытия Палеоазиатского океана начала формироваться пассивная континентальная окраина [1].

Следует отметить, что, согласно ряду современных реконструкций [2–4], на протяжении мезопротерозоя южный фланг Сибирского кратона располагался во внутренних областях суперконтинента Нуна (Колумбия) и вся магматическая активность на этой территории контролировалась процессами внутриплитного растяжения.

Начало неопротерозойской эры на юге Сибирского кратона маркируется локально проявленными интрузиями с возрастом около 1 млрд лет [5, 6], отражающими незначительный по масштабам внутриконтинентальный рифтогенез. Значительно более масштабно внутриконтинентальное растяжение проявилось в криогении. Эти процессы растяжения, приведшие к распаду суперконтинента Родиния, отвечают франклинскому событию (725–710 млн лет) и маркируются на площади Сибирского кратона многочисленными дайковыми роями, слагающими Саяно-Байкальский дайковый пояс или Иркутскую крупную магматическую провинцию [7–9]. Далее, в период 645–620 млн лет, на фоне продолжающегося растяжения произошло внедрение в породы фундамента Сибирского кратона незначительных по своим масштабам интрузий щелочно-ультраосновного и карбонатитового состава (Жидойский, Большетагнинский, Белозиминский массивы и др.) [10–15].

Приблизительно в этом же временном интервале (645–620 млн лет) вдоль пассивной окраины Сибирского кратона, открывавшейся в Палеоазиатский океан, начали развиваться аккреционно-коллизийные процессы за счет приращения к краю кратона фрагментов островодужных систем, океанических островов и микроконтинентов, в результате чего на временном рубеже 610–600 млн лет эта пассивная окраина была преобразована в серию форландовых бассейнов [1, 16–19]. Частично сохранившиеся осадочные толщи этих бассейнов прослеживаются на южном фланге Сибирского кратона, слагая верхнюю часть неопротерозойского Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП) [1, 16–18]. Результатом реализации аккреционных процессов неопротерозоя стало формирование вдоль южного края Сибирского кратона орогена эдиакарского возраста [1, 17, 20].

Активные тектонические перестройки, затронувшие юг Сибирского кратона в неопротерозое, обусловили разнообразие полезных компонентов, накопившихся здесь в верхних горизонтах земной коры и сформировавших в последующем соответствующие месторождения.

В раннем эдиакарии рудные проявления с обильной Ta-Nb и редкоземельной минерализацией связаны с серией интрузий щелочно-ультраосновного и карбонатитового состава (Жидойский, Белозиминский, Большетагнинский массивы и др.) [10–15]. С более молодыми эдиакарскими отложениями и форландовых бассейнов связаны золоторудные месторождения двух различных типов.

В Иркутской зоне Саяно-Байкало-Патомского пояса эдиакарские отложения хужирской свиты мотской серии содержат горизонт золотоносных конгломератов с алмазами, которые локализованы в структуре Хужирского месторождения [21]. Это месторождение является уникальным по своей природе и единственным в России, относящимся к нетрадиционному геолого-промышленному типу золоторудных месторождений. Запасы золота на данном месторождении

оцениваются в 800 кг, а общая оценка потенциала золотоносности всех конгломератов хужирской свиты составляет 90 т золота [21]. Источником докембрийских источников алмазов Хужирского месторождения, по-видимому, являлись располагающиеся рядом с ним интрузии щелочно-ультраосновного и карбонатитового состава [21]. Наиболее известным аналогом Хужирского месторождения в мире является золоторудное (с алмазами) месторождение Витватерсранд (ЮАР), которое, однако, характеризуется значительно более древним (архейским) возрастом рудовмещающих толщ и колоссальными запасами золота (до 80–100 тыс. т).

В Бодайбинской зоне Саяно-Байкало-Патомского пояса эдиакарские отложения хомолхинской свиты содержат золото-платиноидно-сульфидное оруденение, относимое к сухоложскому типу. Наиболее известным примером этого типа оруденения является месторождение-гигант Сухой Лог с запасами золота более 1240 т. Проведенные исследования показали, что осадочные породы, вмещающие золотое оруденение, отложились после 600 млн лет, а самый ранний (стратиформный) пирит, содержащий Pb и Au, образовался во время осадконакопления или раннего диагенеза около 600–575 млн лет назад [22]. Возраст формирования собственно месторождений сухоложского типа оценивается интервалом 450–420 млн лет [23–26].

В этом же временном интервале (450–420 млн лет), под воздействием аккреционно-коллизийных процессов раннего палеозоя, из углеродистых толщ форландового бассейна байкальского сегмента Саяно-Байкало-Патомского пояса в западном направлении в платформенные отложения парфеновского горизонта чорской свиты мотской серии были выжаты углеводороды, сформировавшие месторождения Ангаро-Ковыктинской зоны нефтегазонакопления, ресурсы которой оцениваются в 6.35 млрд т условных углеводородов, а извлекаемые запасы углеводородов в 5.93 млрд т [27].

Приведенные результаты позволяют проследить, как смена геодинамических режимов на юге Сибирского кратона в неопротерозое контролирует процессы формирования месторождений: от стадии накопления полезных компонентов в верхних горизонтах земной коры, через этапы тектонической активизации до образования рудных объектов и продуктивных залежей.

Работа выполнена в рамках гранта № 23-075-67362-1-04-09-000006 Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение крупных научных проектов по приоритетным направлениям научно-технологического развития («Рудоносные магмы и флюиды: геологические и физико-химические условия генерации – ключ к прогнозированию гидротермальных месторождений редких, цветных и благородных металлов»).

- [1] 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.
- [2] Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. Precambrian paleogeography of Siberia // *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth* / Eds L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-Å. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen. Amsterdam: Elsevier, 2021. Chapter 8. P. 263–275.
- [3] Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 238. 104336.
- [4] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Kotov A.B., Salnikova E.B., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Stepanova A.V., Konstantinov K.M. Mesoproterozoic (ca. 1.26 Ga) Srednecheremshansk mafic–ultramafic intrusion in the southern Siberia: Signature of the Mackenzie event in Siberia // *Precambrian Research*. 2023. V. 390. 107038.
- [5] Demonterova E.I., Ivanov A.V., Savelyeva V.B. Mafic, Ultramafic and Carbonatitic Dykes in the Southern Siberian Craton with Age of ca 1 Ga: Remnants of a New Large Igneous Province? // *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. Special Issue: The Seventh International Dyke Conference: Dyke Swarms: Keys to Paleogeographic Reconstruction IDC7 (18–20 August). Beijing, 2016. V. 90, № S1. P. 9.
- [6] Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Иванов А.В., Каменецкий В.С. Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // *Петрология*. 2016. Т. 24, № 3. С. 292–324.
- [7] Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // *Precambrian Research*. 2010. V. 183. P. 660–668.
- [8] Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature Geosciences*. 2016. V. 9, № 6. P. 464–469.

- [9] 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.
- [10] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Поздне-рифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // *Доклады РАН*. 2005. Т. 404, № 3. С. 400–406.
- [11] Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladkyin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 116. P. 81–96.
- [12] Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Летников Ф.А., Демонтерова Е.И., Юдин Д.С., Базарова Е.П., Данилов Б.С., Шарыгин И.С. Возраст и источники расплавов ультрамафитовых даек и пород Большетагнинского щелочно-карбонатитового массива (Урикско-Ийский грабен, юго-западная окраина Сибирского кратона) // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 505, № 1. С. 53–61.
- [13] Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N.S., Downes H. Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite massif: possible origin and relations with ore deposits // *Minerals*. 2020. V. 10. 404.
- [14] Stifeeva M.V., Salnikova E.B., Savelyeva V.B., Kotov A.B., Danilova Yu.V., Bazarova E.P., Danilov B.S. Timing of carbonatite ultramafic complexes of the Eastern Sayan alkaline province, Siberia: U-Pb (ID-TIMS) Geochronology of Ca-Fe garnets // *Minerals*. 2023. V. 13. 1086.
- [15] Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Varchenko M.D., Semenova D.V., Izbrodin I.A., Kruk M.N. Mineralogy and Zircon Age of Carbonatites of the Srednyaya Zima Complex (Eastern Sayan) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2024. V. 15, № 2. 0749.
- [16] 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.
- [17] Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Research*. 2015. V. 267. P. 39–71.
- [18] Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкоhub Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48, № 1. С. 60–79.
- [19] Skuzovatov S., Shatsky V., Wang K.-L. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // *Lithos*. 2019. V. 342–343. P. 76–96.
- [20] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Khubanov V.B., Demonterova E.I., Motova Z.L. Metaterrigenous rocks of the Olkhon Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: U-Pb zircon age, geochemical characteristics, and formation models of sedimentary protoliths // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13, № 3. 0635.
- [21] Гладкоhub Д.П., Иванов А.В., Донская Т.В., Мотова З.Л., Брянский Н.В., Решетов Е.В. Первое свидетельство докембрийской алмазности Сибирской платформы: результаты U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона из осадочных пород мотской серии // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 510, № 1. С. 18–24.
- [22] Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
- [23] Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // *Доклады РАН*. 2007. Т. 415, № 2. С. 236–241.
- [24] Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // *Геология рудных месторождений*. 2011. Т. 53, № 1. С. 32–64.
- [25] Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Y.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Y.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I. ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia) // *Ore Geology Reviews*. 2022. V. 144. 104855.
- [26] 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 ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ 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.

- [27] *Конторович А.Э., Буриштейн Л.М., Вальчак В.И., Губин И.А., Гордеева А.О., Кузнецова Е.Н., Конторович В.А., Моисеев С.А., Скузоватов М.Ю., Фомин А.М.* Нефтегазогеологическое районирование Сибирской платформы (уточненная версия) // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. Международная научная конференция «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология». Новосибирск: СГУГиТ, 2017. Т. 1. С. 57–64.



МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ В ПОРОДАХ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ

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

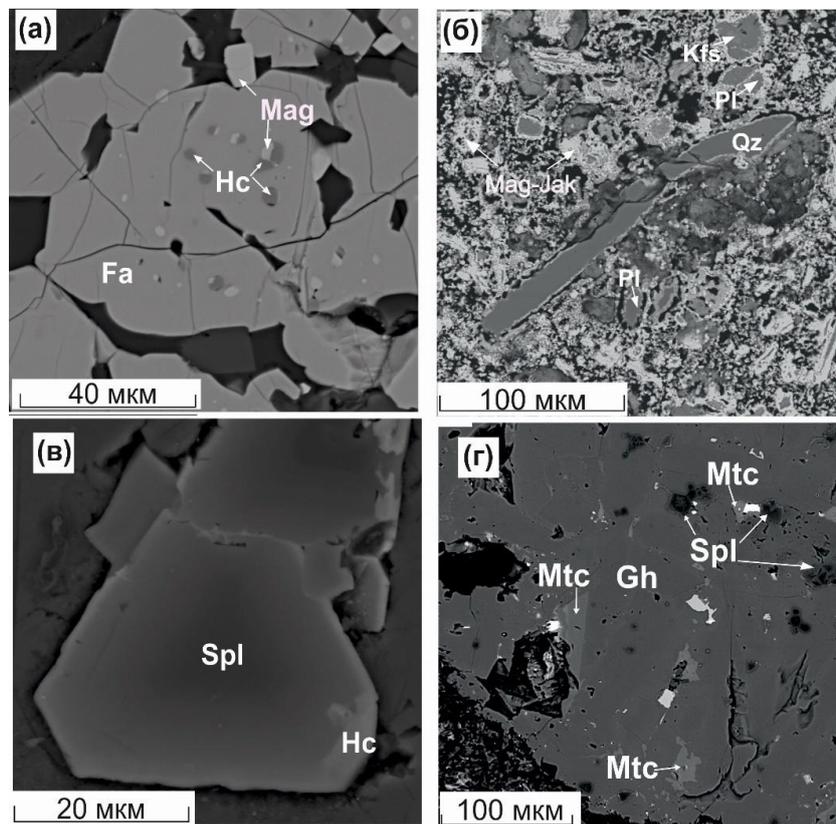
Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, glushkova@igc.irk.ru

На территории Монголии проводятся детальные минералого-геохимические исследования пород двух пирометаморфических комплексов – Нилгинского (Центральная Монголия) и Хамарин-Хурал-Хид (Восточная Монголия) [1–8]. Комплексы пирогенных пород формировались в осадочных толщах раннемеловой дзунбаинской свиты в ходе многостадийных природных современных и древних подземных пожаров бурого угля. Высокотемпературные низкobarические изменения алевролитов и аргиллитов, сопровождающиеся их полным или частичным плавлением, привели к образованию клинкеров, а полистадийные термические трансформации мергелистых известняков – мелилит-нефелиновых паралав. Клинкеры сложены кислым стеклом, в котором находятся вкрапленники новообразованных минералов группы кордиерита и шпинели, полиморфы кварца (кристобалит, тридимит), муллит, энстатит-ферросилит и другие более редкие минералы. Мелилит-нефелиновые паралавы сложены микрофенокристами плагиоклаза, Al-клинопироксена, мелилита, интерстиции между которыми заполнены нефелином и кислым обогащенным калием стеклом с включениями минералов группы рёнита-куратита, шпинели, Ca-Fe оливинов, K-Ва полевых шпатов, пирротина и других минералов. На площади комплекса Хамарин-Хурал-Хид также обнаружены обогащенные железом пирогенные породы, содержащие 39–52 мас. % $Fe_2O_{3\text{общ}}$, и железистые паралавы – тридимит-секанинаитовая и кристобалит-фаялитовая [5, 6].

Минералы группы шпинели различаются по составу как в разных типах пород, так и в пределах одного образца. Железистые паралавы содержат микролиты шпинели, представленные промежуточными членами изоморфного ряда герцинит-магнетит с содержанием TiO_2 10–24 мас. %. В тридимит-секанинаитовой паралаве обогащенные MnO (7–10 мас. %) микрофенокристы фаялита содержат как округлые вкрапления герцинита, так и сростки неправильной формы, состоящие из обогащенного Al титаномагнетита и герцинита (рисунок, а). Микрофенокристы фаялита и Al-магнетита образуют структуру спинифекс в матрице паралавы. Кристобалит-фаялитовая паралава содержит игольчатые дендритовые образования, сложенные фаялитом и Al-магнетитом. Матрикс железистой пирогенной породы сложен тонкозернистым агрегатом магнетита-якобсита (8–17 мас. % MnO), который также образует кайму вокруг реликтовых зерен кварца и полевых шпатов (рисунок, б).

Стекловатый матрикс клинкеров содержит микролиты промежуточного состава изоморфного ряда герцинит – магнетит. Микролиты герцинита иногда обрастают каймой Mn-содержащего ортопироксена или ульвошпинели, а крупные зерна магнетита размером более 100 мкм содержат >70 мас. % Fe_2O_3 . Методом Рамановской спектроскопии в клинкерах были диагностированы вкрапленники субмикронных размеров (<2 мкм) потенциально нового минерала из группы шпинели, состав которого соответствует формуле силикат-шпинели $(Al, Fe^{2+}, Mg)SiO_4$ [6].

В матрице мелилит-нефелиновых паралав встречаются минералы группы шпинели разных генераций. Согласно петрографическим наблюдениям первыми из недосыщенного по кремнезему силикатного расплава, исходного для мелилит-нефелиновых паралав, кристаллизовались микролиты шпинели-герцинита, которые находятся в виде дочерних включений в порообразующих минералах. Микролиты ранней генерации имеют зональное строение: от центра к краю уменьшается количество Al_2O_3 , а значение $Mg\#, Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+})$ изменяется от 0.9–0.6 до 0.2–0.1 (рисунок, в). В интерстициях между микрофенокристами порообразующих минералов иногда встречаются выделения неправильной формы магнетита и Al-магнетита, который также заполняет тонкие трещинки в зернах пирротина и отлагается на стенках каверн. Ксеноморфные зерна шпинели $MgAl_2O_4$ и магнезиоферрита в ассоциации с геленитом, монтичеллитом, Al-диопсидом и кальцитом слагают реликты ксенолитов мергелистых известняков в мелилит-нефелиновых паралавах (рисунок, г).



Фрагменты матрикса пирогенных пород и реликтов осадочных ксенолитов.

(а) – микрофенокристы фаялита с включениями герцинита и Ti-магнетита в тридимит-секанинаитовой паралаве; (б) – агрегат магнетита-якобсита в железистой пирогенной породе; (в) – зональный микролит шпинели с каймой герцинита в мелилит-нефелиновой паралаве; (г) – зерна шпинели и монтичеллита в гелените из реликта ксенолита мергелистого известняка. Изображения BSE. Fa – фаялит, Mag – магнетит, Jak – якобит, Hc – герцинит, Qz – кварц, Kfs – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Mtc – монтичеллит, Spl – шпинель, Gh – геленит.

Fe-Mg-Al минералы группы шпинели характерны для всех типов пирогенных пород пирометаморфических комплексов Монголии. Они кристаллизовались как на стадии высокотемпературного метаморфизма мергелистых известняков, предшествовавшего этапу их плавления, так и в ходе кристаллизации недосыщенного по кремнезему и обогащенного кальцием силикатного расплава при образовании мелилит-нефелиновых паралав. Эволюция состава минералов группы шпинели в мелилит-нефелиновых паралавах схожа с таковой для клинопироксена и минералов группы мелилита [2, 3, 8].

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект № 23-27-00031.

- [1] *Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A.* Minerals of the rhönite-kuratite series in paralavas from a new combustion metamorphic complex of Choir-Nyalga Basin (Central Mongolia): chemistry, mineral assemblages, and formation conditions // *Mineralogical Magazine*. 2017. V. 81, № 4. P. 949–974.
- [2] *Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А., Карманов Н.С., Иванов А.В.* Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералогическо-геохимические особенности, условия формирования // *Петрология*. 2018. Т. 26, № 2. С. 178–210.
- [3] *Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е.* Плавленные породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования // *Петрология*. 2020. Т. 28, № 5. С. 482–510.
- [4] *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.
- [5] *Савина Е.А., Перетяжко И.С.* Условия и процессы формирования кристобалитового клинкера, железистых и мелилит-нефелиновых паралав в пирометаморфическом комплексе Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия // *Геология и геофизика*. 2023. Т. 64, № 12. С. 1690–1715.

- [6] *Peretyazhko I.S., Savina E.A.* Melting processes of pelitic rocks in combustion metamorphic complexes of Mongolia: mineral chemistry, Raman spectroscopy, formation conditions of mullite, silicate spinel, silica polymorphs, and cordierite-group minerals // *Geoscience*. 2023. V. 13. 377.
- [7] *Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А.* Минералы группы оливина в мелилит-нефелиновых паралавах пирометаморфических комплексов Монголии // *Записки РМО*. 2023. № 1. С. 61–77.
- [8] *Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А.* Главные породообразующие минералы паралав пирометаморфических комплексов Монголии // *Записки РМО*. 2023. № 4. С. 65–83.



ОРДОВИКСКИЕ ГРАНИТОИДЫ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Т.А. Гонегер

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, goneger@ginst.ru

Саяно-Байкальская складчатая область (СБСО) – регион со сложной полициклической историей развития. Известно, что большую часть территории (до 80 %) СБГО занимают разнообразные гранитоиды, значительная часть которых входит в состав позднепалеозойского Ангаро-Витимского батолита (АВБ) [5, 6, 10, 11 и др.]. Отложения докембрия и палеозоя в регионе сохранились в виде останцов или провесов кровли среди позднепалеозойских гранитоидов. Наиболее крупные из них входят в состав Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС), выделенной в центральной и северо-восточной части Западного Забайкалья [8]. БВСС включает Витимкан-Ципинскую, Удино-Витимскую и Турка-Курбинскую структурно-формационные зоны, характеризуется сложной историей становления и объединяет вещественные комплексы четырех структурных этажей: байкальского (Rf–V), каледонского (Є–S₁), раннегерцинского (S₂–C₁) и герцинского (C₂–P), формирование которых происходило в определенных геодинамических обстановках [7, 8]. Все эти стратифицированные образования прорваны позднепалеозойскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. К настоящему времени установлено, что в состав батолита ранее были включены пространственно совмещенные, но разновозрастные комплексы [6, 8, 10].

Наши исследования магматических комплексов проводились в Удино-Витимской и Витимкан-Ципинской зонах БВСС [2]. Получены новые петрографические, геохимические, минералогические данные по монцонитам кыджимитского комплекса, расположенных в междуречье ручьев Сосновский и Хортяк (правые притоки р. Кыджимит). Возраст граносиенитов кыджимитского комплекса определен в 471.1 млн лет (ранний ордовик) [8]. Монцониты слагают небольшой массив в среднем течении р. Хортяк и представляют собой светло-серые средне- и крупнозернистые породы с включениями темного минерала до 5 % и более (пироксен-амфиболовые породы с биотитом), слегка порфирированные. Породы характеризуются повышенной щелочностью, сумма щелочей натрия и калия от 7 до 9 мас. % и превышает 10 мас. %, монцониты принадлежат к высококалорийной и шошонит-латитовой сериям, содержание K₂O 4.74–6.24, отношение K₂O/Na₂O > 1. Отличия в составах наблюдаются на диаграмме (FeO^T/(FeO^T+MgO))/SiO₂, показывающей магнезиальность и железистость. В монцонитах, гранитах и диоритах ручьев Хортяк и Сосновский значения отношения составляют ≥ 0.8. Монцониты обогащены Sr, Ba, Rb, Zr, Hf, спектры содержания РЗЭ показывают дифференцированное распределение, что выражается дефицитом тяжелых элементов Gd-Lu по отношению к легким La-Nd с отчетливым проявлением Eu-аномалии. Спектры распределения РЗЭ в монцонитах и диоритах хорошо соотносятся, в диоритах отмечаются чуть пониженные содержания и слабее проявленная аномалия Eu. В монцонитах такие элементы, как La, Ce, U, Pr, Th, концентрируются в минералах паризита в ассоциации с рутилом, уранинита – единичные включения в ильмените и других окислах. В шлифах главные минералы представлены щелочным полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом. Щелочной полевой шпат имеет пертитовое строение, по форме вростков можно выделить ленточные, переплетающиеся и взаимопроникающие. Цветной минерал выделяется в виде неправильных, призматических и таблитчатых кристаллов пироксена, амфибола и биотита. Акцессорные минералы представлены в виде небольших включений апатита, циркона и рудных минералов. Пироксены относятся к группе Са-Mg-Fe состава, вида – клиноферросилит и пижонит, выявлены единичные определения авгита. Амфиболы монцонитов по составу попадают в поле железистых роговых обманок. Определен возраст монцонитов (22 точки) в 490±5 млн лет (метод лазерной абляции с масс-спектрометрией с индукционно связанной плазмой (Ла-ИСП-МС) в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН). Эти данные согласуются с ранее установленным возрастом граносиенитов, изученных в другом массиве [8].

Следует отметить, что проявления ордовикского гранитоидного магматизма были установлены в регионе ранее. Например в междуречье Баргузин – Намама – Катера возраст «добатолитовых» гнейсогранитов и габбро-диоритов составляет 469 ± 4 и 468 ± 8 млн лет [9]; датировка гранитов [1] в пределах Хамардабанской зоны – 495 ± 2 млн лет и возраст гранитоидов Дархинтуйского – 489 ± 2 , Хулдатского – 490 ± 2 и Барунгольского массива – 477 ± 2 млн лет [3]. Все эти значения совпадают с оценками возраста коллизии островных дуг Палеоазиатского океана и их последующей аккреции к Сибирскому континенту [3, 4, 8, 11].

- [1] Barash I.G., Salnikova E.B., Reznitsky L.Z., Kotov A.B., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M. Age relations between metamorphism of the Khamar Daban Zones metamorphic complexes: Evidence from U-Pb Geochronological data // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 409A, № 6. P. 905–908.
- [2] Гонегер Т.А., Минина О.Р. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья // Геодинамика и минерагения Северной Евразии: Материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Дوبرецова СО РАН (13–17 марта 2023 г.). Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2023. С. 154–157.
- [3] Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 589–614.
- [4] Donskaya T.V., Gladkochuv D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepkhina 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
- [5] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алашкин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.
- [6] Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 845–874.
- [7] Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- [8] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [9] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Ризванова Н.Г. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Геотектоника. 2009. № 4. С. 16–26.
- [10] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- [11] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центральном-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1260–1274.



РАННИЕ ГЕРЦИНИДЫ ВЕРХОЯНО-ОХОТСКОГО СУБРЕГИОНА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ТИПОВЫЕ РАЗРЕЗЫ, МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ, ДАТИРОВАНИЕ СТРАТОНОВ

В.С. Гриненко

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

В Верхояно-Охотском субрегионе и на прилегающих с запада территориях Сибирской платформы изучен ряд типовых разрезов верхнего палеозоя, которые в ходе государственного и сводного геологического картографирования площадей в мелком (1:1 000 000/3 РФ) и среднем (1:200 000/2 РФ) масштабе государственной нарезки серийных легенд и при межрегиональных корреляциях опорных разрезов в региональных стратиграфических схемах были расчленены в верхоянском терригенном комплексе (ВТК) на более дробные литостратиграфические подразделения: слои, толщи, подсвиты, свиты и серии (легенда Верхоянской серии листов Госгеолкарты-200/2 РФ (новая серия), 1999ф; Легенда Нижневилуйской серии листов Госгеолкарты-200/2 РФ, (новая серия), 2001ф и др.). Установленные в опорных разрезах стратифицированные подразделения палеозоя отнесены к ранним герцинидам. В ходе дальнейших обобщающих работ базальные слои верхоянского терригенного комплекса как древней платформы, так и складчатой области скоррелированы с региональными стратиграфическими основами карбона и после палеогеографических реконструкций были выделены в Палеовилуйский ($C_{1t2}-C_{1v1}$) подкомплекс, а к поздним герцинидам были отнесены геологические тела карбона и перми, образующие Сибирский ($C_{1v2}-P_{3v}$) подкомплекс ВТК [1, 2].

В пределах востока Сибирской платформы герциниды пользуются ограниченным распространением в связи с их частым перекрытием в крупных депрессиях более молодыми образованиями. К настоящему времени они установлены в юго-восточной части Тунгусской синеклизы (верховья бассейнов рек Чона и Вакунайка), в Лено-Хатангском прогибе [3], в Кютюндинском грабене (юго-запад Оленекского поднятия) [4], а также во впадинах Вилуйской синеклизы – Ыгыаттинской и Кемпендяйской. Палеогеографически в позднем девоне в результате общего поднятия восточной части платформы морской бассейн заметно уменьшается в размерах по своей обширной периферии и на этой палеозойской части суши, выделенной позже А.Г. Клецем как позднепалеозойская Ангарида [5], в позднем девоне в ее континентальной части формируется огромный узкий морской замкнутый бассейн [3]. Этот бассейн в своем развитии, вероятнее всего, эволюционировал, вследствие чего был разделен территориально Сунтарским поднятием на две крупных внутриконтинентальных лагуны (с запада на восток) – Ыгыаттинскую и Кемпендяйскую [6]. В Восточном Верхоянье к ранним герцинидам нами отнесены толщи складчатых пород верхнего турне, базальные горизонты которых залегают несогласно на карбонатном цоколе верхнего девона. Их стратификацию в палеозойском разрезе выполнили в 1980 г. геологи и палеонтологи ВСЕГЕИ [7]. Можно констатировать, что якуская свита верхнего турне в настоящее время скоррелирована авторами с ранними герцинидами Сибирской платформы, является связующим звеном увязки в единое целое базальных разрезов подошвы верхоянского терригенного комплекса, развитого как на востоке платформы, так и в складчатой области [1, 2].

Перспективная минерагения ранних герцинид востока платформы и западной периферии складчатой области в большинстве своем связана с формированием кор выветривания. Этот уровень регионального перерыва достоверно установлен не только в Средней Сибири и на северо-востоке России [8, 9], но и в пределах Таймырской складчатой системы и на Русской платформе. Здесь, на Восточном Таймыре, залегают толща аалитовых пород, приуроченная к внутрикарбонатному перерыву между девоном и карбоном. Аалиты залегают на известняках франского яруса и перекрываются карбонатными толщами, которые относились к турнейскому ярусу. Собранная В.И. Будниковым [10] богатая коллекция фораминифер позволила О.В. Юфереву и О.И. Богуш определить собранные фораминиферы как визейские и установить в карбонатных толщах, залегающих на известняках франского яруса, внутрикарбонатный перерыв между девоном и карбоном. Следует отметить, что этот перерыв установлен авторами как на востоке платформы, так и

в складчатой области и диагностирован между девоном и ранним турне каменноугольной системы [4]. Его следует трактовать в межрегиональных корреляциях как субглобальный, поэтому проведенные корреляции опорных разрезов позволили посредством данного перерыва не только сопоставить геологические тела, проследить и уровнять стратоны в пространстве как на платформе, так и в складчатой области по рубежам их формирования, но и уровнять рубежи локализации однотипных осадочных полезных ископаемых – аалитов, каолинитов, флинтклевов и кварцевых песчаников. Эти остаточные коры выветривания залегают на различных по возрасту и составу породах (от раннего палеозоя (кембрий) до среднего палеозоя (верхний девон). Все эти реликты кор выветривания достаточно подробно и неоднократно описаны в литературе [11, 12].

Полученные результаты позволяют утверждать, что на востоке Сибирской платформы и в Верхояно-Колымской складчатой области верхоянский терригенный комплекс формировался в едином бореальном осадочном палеобассейне. Его становление на платформе началось не с позднего визе, как принималось ранее, в соответствии с изданными мелкомасштабными государственными комплектами геологических и геолого-геофизическим карт, а уже на этапе ранних герцинид, в рубежах позднего турне – раннего визе, когда формировался Палеовилуйский подкомплекс [2]. В это время на этапе позднего турне – раннего визе территория востока древней платформы начала интенсивно изменяться и эволюционировать как цельная суша в пространстве палеобассейна, с развитием и внутри нее, и по ее периферии обширных поднятий и узких и протяженных прогибов. Это начальная стадия формирования верхоянского терригенного комплекса, которая увязывается тесным образом с трансгрессивно-регрессивным циклом формирования единого стационарного палеобассейна. Становление этого цикла маркируется в Ыгыатинской впадине Вилуйской синеклизы продуктами континентального вулканизма – покровами базальтов и проявлением субглобального регионального перерыва в рубежах верхнего девона – нижнего турне, связанного с раннегерцинской тектономагматической активизацией [13].

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН (проект FUFGB-2024-0005) и профинансирована Минобрнауки России.

- [1] *Гриненко В.С., Баранов В.В.* Сибирский подкомплекс (C1v–P3vt) – новое подразделение верхоянского терригенного комплекса: геологические тела, районирование, корреляция // Геологический вестник Якутии. 2020. № 1 (17). С. 139–168.
- [2] *Гриненко В.С.* Палеовилуйский подкомплекс (C1t2–C1v1) – новое подразделение верхоянского терригенного комплекса (Восточно-Сибирский бореальный осадочный палеобассейн) // Геодинамика и минерагения Северной Евразии: Материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Дوبرцова СО РАН (13–17 марта 2023 г.). Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2023. С. 169–170.
- [3] *Малич Н.С.* Тектоническое развитие чехлы Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 215 с.
- [4] *Гриненко В.С., Трущелев А.М.* Новые данные о стратиграфии и районировании каменноугольных и пермских отложений алмазонасыщенных районов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2011. № 1. С. 88–100.
- [5] *Клец А.Г.* Верхний палеозой Ангариды. Новосибирск: ГЕО, 2005. 239 с.
- [6] *Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий масштаба 1:1500000.* СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- [7] *Кропачев А.П., Кропачева Г.С., Иогансон А.К., Гурьев Г.А.* Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений севера Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Советская геология. 1980. № 9. С. 56–67.
- [8] *Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири.* Средний и верхний палеозой. Новосибирск, 1982. Ч. II.
- [9] *Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою северо-востока России* (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
- [10] *Будников В.И.* Закономерности осадконакопления в карбоне и перми запада Сибирской платформы М.: Недра, 1976. Вып. 183. 135 с.
- [11] *Горецкий Ю.К., Калмыков Н.Г.* О поисках бокситов и огнеупорных пород типа флинтклевов в палеозойских угленосных отложениях Сибирской платформы // Советская геология. 1960. № 3. С. 89–99.
- [12] *Будников В.И., Баранов В.К.* Литология и фации верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. М.: Недра, 1971. Вып. 87. 85 с.
- [13] *Гриненко В.С., Баранов В.В., Легостаева Я.Б., Шадринова О.В.* Восточно-Сибирский бореальный осадочный палеобассейн: структуры погребенного фундамента, литостратоны чехлы и их перспективная минерагения // Геодинамика и минерагения Северной Евразии: Материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Дوبرцова СО РАН (13–17 марта 2023 г.). Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2023. С. 166–168.



ТИПОВАЯ СТРУКТУРА СТАРОРУЧЬЕВСКОГО ТРОГА (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

В.С. Гриненко, В.В. Баранов

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

В Староручьевском трогое установлена стратифицированная во времени и в пространстве типовая структура, включающая основные параметры «черносланцевых трогов, прогибов и впадин». Этот фактор, в совокупности с выявленными минерагеническими особенностями отложений карбона и перми, позволяет в пределах ранее установленного трогоа и вдоль его линейной периферии (западное и восточное крыло) проследить геологические стратона и картографировать их на планшетах карт в среднем и мелком масштабе государственной разграфки посредством стратифицированных серий: двух – в каменноугольных отложениях, четырех – в пермских и одной – в нижневерхнепермской свите. Выделение стратифицированных серий в верхнем палеозое Западного Верхоянья весьма актуально в связи с их золотосеребряной специализацией и с диагностируемым в староручьевской серии верхоянского терригенного комплекса хадарыньинским типом благороднометалльной прожилково-вкрапленной минерализации.

Рассматриваемые осадочные толщи карбона и перми древней платформы и относительно молодой складчатой области обнаруживают различия по генезису и составу, хотя имеют общую историю своего формирования, что позволяет рассматривать их развитие в едином контексте в пределах всего Восточно-Сибирского осадочного бассейна (ВСОБ) [1]. В пределах древней платформы (западная периферия ВСОБ) установлена Восточно-Сибирская структурно-фациальная область и ее структурные элементы: Анабаро-Тунгусская, Хатангско-Нижнеленская и Лено-Вилюйская структурно-фациальные зоны (СФЗ). В складчатой периферии установлена Таймыро-Сахалинская олистостромово-надвиговая гряда со своим рядом осадочных формаций в пределах Хараулахского, Орулганского, Куранахского и Бараинского антиклинориев. Также установлены СФЗ в пределах обширного по площади Верхояно-Охотского субрегиона. Непосредственное взаимодействие с платформой СФЗ складчатой области позволило выделить и оконтурить по площади в границах Верхояно-Охотского субрегиона одноименную, обширную по территории, рудоносную черносланцевую Верхояно-Охотскую провинцию [2]. Каждая из обозначенных СФЗ в пределах этих структурных элементов включает, по данным разных авторов, как структурно-фациальные, так и структурно-формационные районы, принципы выделения которых и их ранжирование рассмотрены ранее.

Актуализация частных разрезов карбона и перми западной периферии Верхояно-Колымской складчатой области и востока Сибирской платформы способствовала разработке новой модели типовой структуры верхоянского терригенного комплекса, в основу которой был положен западно-верхоянский тип разреза. Этому типу свойственны основные параметры, изложенные в [3]. Они подтверждают правомерность выделения в верхнем палеозое Староручьевского трогоа шести литостратонов (серии, свиты): двух серий в карбоне – староручьевской и антовчанской, четырех серий в перми – эчийской, тумаринской, деленжинской, дулгалахской и одной раннепозднепермской нёрской свиты. Нёрская свита – это сложно построенный литостратон с переходным типом разреза от континентальной суши к морскому бассейну, увязывающий континентальные, лагунные, лагунно-континентальные и прибрежно-континентальные обстановки седиментогенеза западной периферии внутреннего шельфа палеобассейна с прибрежно-морскими фациями внешнего шельфа на его восточной акватории. Нёрская свита в типовой структуре серий Староручьевского трогоа может использоваться как основной коррелянт между нижне- и верхнепермскими стратонами Сюгджерской седловины (сюгджерская серия) и Вилюйской синеклизы (мохсоголохская серия), сопоставляя по флоре в разрезе переходные фации от морской акватории палеобассейна на востоке к ландшафтам побережья и суши на западе. В перспективе

этот ряд литостратонов будет трансформирован авторами в пределах Куранахского антиклинория в вертикальный ряд осадочных формаций, который необходим для расшифровки глубинного строения и увязки показанной ранее расслоенности погребенного осадочного чехла Западного Верхоянья [4], а также для регионального моделирования в рубежах верхнетурнейского подъяруса каменноугольной системы и вятского яруса татарского отдела пермской систем и корреляции эволюции палеобассейна с процессами глубинной геодинамики.

Выявлены изменения литологического состава, мощности и полноты разрезов верхнего палеозоя вкрест простирания основных структурных элементов востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, что позволило оконтурить палеобассейн и установить его стационарность. Актуализация частных разрезов карбона и перми западной периферии Верхояно-Колымской складчатой области и востока Сибирской платформы позволила в верхоянском терригенном комплексе выделить западно-верхоянский тип структуры литостратонов и уточнить палеогеографические площади их формирования. Типовая структура разреза верхнепалеозойских отложений Староручьевского трога представлена в карбоне – двумя сериями, в перми – четырьмя сериями и одной нижневерхнепермской свитой. В разрезах серий карбона и перми Староручьевского трога отобраны пробы с целью выявления аномальных значений элементов халькофильной, редкоземельной и благороднометалльной групп. В ходе статистической обработки более 300 проб (анализировались песчаники и алевролиты) установлены аномальные уровни значений Sn, W, Cu, Zn, Pb, Sb, Ag, Au, требующие дальнейшей заверки.

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН и профинансирована Минобрнауки России, проект FUFГ-2024-0005.

- [1] *Гриненко В.С., Баранов В.В., Девятков В.П.* Северо-Азиатская черносланцевая рудоносная мегапровинция на северо-востоке Евразии и ее перспективная минерагения // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 36–55. doi:10.47765/0869-5997-2022-10009.
- [2] *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.
- [3] *Мишин В.М., Гриненко В.С.* Металлоносные черносланцевые трогии зоны перехода Сибирская платформа – Яно-Колымская складчатая область // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении: Тезисы докладов международного совещания, посвященного 100-летию со дня рождения академика В.А. Кузнецова (10–12 апреля 2006 г.). Новосибирск: Гео, 2006. С. 157–159.
- [4] *Grinenko V.S., Stogny G.A.* Tectonic layering of the Central Verkhoyansk Foldbelt (East Siberia) // Abstracts of the 30th International Geological Congress (August 4–14, 1996). Beijing, China, 1996. P. 339.



НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ВОЗРАСТНЫМ РУБЕЖАМ И ПЕТРОГЕНЕЗИСУ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИТМУРУНДИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

А.В. Гурова¹, И.Ю. Сафонова^{1,2}, А.А. Перфилова¹, П.Д. Котлер²

¹ Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, sushka386@gmail.com

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, iri@igm.nsc.ru

Итмурундинская складчатая зона (ИСЗ) Центрального Казахстана располагается в ядре Казахского ороклина [1], который является одной из ключевых тектонических структур западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). ИСЗ относят к структурам палеозоид Казахстана [2], сформировавшихся в ходе эволюции и закрытия Джунгаро-Балхашского океана – западной ветви Палеоазиатского океана. Центральная часть ИСЗ состоит из тектонических пластин, разделенных разломами и сложенных раннепалеозойскими офиолитами, фрагментами аккреционного комплекса, метаморфическими породами и меланжем, в блоках которого находятся как осадочные, так и магматические породы. Возрастные рубежи магматизма в центральной части ИСЗ оцениваются по данным U-Pb датирования цирконов из плагиогранитов массива Тесиктас (531 и 532 млн лет), плагиогранита массива Восточный Архарсу (520 млн лет), роговообманкового диорита (502 млн лет) и плагиогранитов (498 и 476 млн лет) из серпентинитового меланжа [3, 4]. Исследуемые магматические породы в этой части ИСЗ находятся в ассоциации с осадочными породами итмурундинской (O₂), казыкской (O₂₋₃), тюретайской (O₂₋₃) и обалинской (O₃) свит, возраст которых определен по микрофауне [5], а также по возрасту самых молодых детритовых цирконов из песчаников [6]. В северной части ИСЗ преобладают обломочные осадочные породы силурийского возраста (флиш), находящиеся в тектоническом контакте с позднедевонско-каменноугольными вулканогенно-осадочными толщами. Авторами были изучены магматические породы из центральной и северной части ИСЗ.

U-Pb датирование цирконов было проведено для образца из северной части ИСЗ (обр. К19-7), который был взят в 8 км к западу от массива Тесиктас из коренного обнажения андезитов, прямых контактов с другими отложениями для которых установлено не было. Были выделены и продатированы 24 зерна цирконов, 23 из которых имеют конкордантность от 96 до 100 %. По результатам значений Pb²⁰⁶/U²³⁸ андезит с этого участка имеет конкордантный возраст 294.3±2.7 млн лет.

Породы исследуемых участков центральной части ИСЗ представлены плутоническими (от габбро до диоритов) и вулканическими (от базальтов до риолитов) разностями. Среди вулканических пород ИСЗ преобладают субщелочные разности, также присутствуют щелочные базальты, трахиандезиты и фонотефриты. На TAS-диаграмме большинство составов соответствуют базальту и андезибазальту, но также фиксируются дациты и риолиты. По соотношению SiO₂ и FeO*/MgO и Al₂O₃-FeO+TiO₂-MgO большинство образцов относится к толеитовой серии. По совокупности признаков исследуемые образцы были разделены на три группы: высоко-Ti базальты и андезиты/дациты (TiO₂>1.7 мас. %), средне-Ti базальты (TiO₂=1.4–1.7 мас. %) и низко-Ti вулканыты (TiO₂<1 мас. %). Для высоко-Ti пород характерны низкие отношения Zr/Nb (3.3–12.2) и обогащение в области легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ; La/Yb_N=2.6–13.9), а также дифференциация в области тяжелых (ТРЗЭ; Gd/Yb_N=1.4–3.7), что может говорить о присутствии граната в мантийном источнике. Средне-Ti образцы характеризуются плоскими до умеренно обедненными в области ЛРЗЭ спектрами (La/Yb_N=0.3–1.4). Им не свойственна дифференциация в области ТРЗЭ (Gd/Yb_N=1.1–1.3). Для низко-Ti пород также характерны плоские до умеренно обогащенных ЛРЗЭ спектры (La/Yb_N=1.0–9.6) со слабой до умеренной дифференциацией в области ТРЗЭ (Gd/Yb_N=0.5–2.3). Спайдер-диаграммы демонстрируют высокие концентрации редких элементов для высоко-Ti образцов, для большинства из которых отмечается положительная аномалия по Nb (Nb/La_{PM}=1.1–1.4; Nb/Th_{PM}=0.8–1.7), что типично для большинства базальтов

ОИВ. Высоко-Тi андезиты имеют спектры, также близкие к ОИВ, но на них еще фиксируется минимум по Тi. Средне-Тi образцы демонстрируют обогащение Nb относительно Th, но не La ($Nb/La_{PM}=0.5-0.9$; $Nb/Th_{PM}=1.4-2.6$), что характерно для базальтов MORB-типа. На спайдер-диаграммах для низко-Тi пород четко фиксируется отрицательная аномалия по Nb ($Nb/La_{PM}=0.1-1.0$; $Nb/Th_{PM}=0.08-0.50$), а также по Тi (для дацитов и риолитов), что является признаком формирования пород в надсубдукционных обстановках.

Продатированный образец К19-7 из северной части ИСЗ является андезитом известково-щелочной серии. Он характеризуется повышенной концентрацией ЛРЗЭ ($La/Yb_N=3.8$), умеренной дифференциацией ТРЗЭ ($Gd/Yb_N=1.5$) и отчетливой отрицательной аномалией по Nb ($Nb/La_{PM}=0.4$; $Nb/Th_{PM}=0.2$).

Для пород центральной части ИСЗ получены данные изотопных отношений в системе Sm-Nd (по породе). Породы средне-Тi группы имеют самые высокие значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $\epsilon Nd(t)$ соответственно (0.5132; $\epsilon Nd(t)=7.78$), тогда как высоко-Тi образцы имеют самые низкие значения (0.5127–0.5129; $\epsilon Nd(t)=4.88-5.93$). Это позволяет предположить, что средне-Тi образцы, мантийный источник которых ближе к деплетированной мантии, образовались в зоне срединно-океанических хребтов, а высоко-Тi базальтоиды – из более обогащенного мантийного источника, что характерно для внутриплитных базальтов типа ОИВ. Породы низко-Тi группы имеют средние положительные значения $\epsilon Nd(t)$ (5.0–7.1), и, учитывая их геохимические характеристики (преимущественно толеитовая серия, отрицательная аномалия по Nb), а также геологическую позицию, авторы считают, что они образовались в обстановке внутриокеанической дуги.

Таким образом, представленные геологические, геохимические и изотопные данные указывают на то, что в состав ИСЗ входят магматические породы, образованные в различных геодинамических обстановках: внутриокеанической островной дуги, океанического острова/симаунта и срединно-океанического хребта. Породы центральной части ИСЗ образовались в кембрийско-ордовикское время. При этом U-Pb возраст андезита северной части ИСЗ – раннепермский. На геологических картах предыдущих исследователей указан позднедевонско-каменноугольный возраст пород северной части ИСЗ [3]. Проявления раннепермского вулканизма ранее в ИСЗ, а также в целом в ядре Казахского орогена зафиксированы не были. Следовательно, имеющиеся представления о времени полного закрытия Джунгаро-Балхашского океана и становления Джунгаро-Балхашской складчатой области [7] могут быть пересмотрены.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022), госзадания Министерства науки и образования РФ (проекты № FSUS-2020-0039 НГУ и № 122041400044-2 ИГМ СО РАН).

- [1] Li P., Sun M., Rosenbaum G., Yuan C., Safonova I., Cai K., Jiang Y., Zhang Y. Geometry, kinematics and tectonic models of the Kazakhstan orocline, Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 153. P. 42–56.
- [2] Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
- [3] Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // *Lithos*. 2021. V. 380–381. 105818.
- [4] Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T. The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // *Gondwana Research*. 2020. V. 79. P. 49–69.
- [5] Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretyakov A.A. Siliceous–volcanic associations of the Northern Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): biostratigraphy, sedimentation and tectonic evolution in the Middle – Late Ordovician // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. V. 551. 109748.
- [6] Safonova I., Perfilova A., Savinskiy I., Kotler P., Sun M., Wang B. Sandstones of the Itmurundy accretionary complex, Central Kazakhstan, as archives of arc magmatism and subduction erosion: evidence from U-Pb zircon ages, geochemistry and Hf-Nd isotopes // *Gondwana Research*. 2022. V. 111. P. 35–52.
- [7] Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of the Geological Society of London*. 2007. V. 164. P. 31–47.



ЗОЛОТО-МЕДНОПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В СВЯЗИ С МАЛЫМИ ИНТРУЗИВАМИ БОЛЬШЕПОРОЖСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО САЯНА

Н.И. Гусев, Л.Ю. Романова, Е.И. Берзон, К.В. Лобанов

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

В Западном Саяне широко распространены интрузивные образования большепорожского диорит-гранодиорит-гранитового и джойского гранит-лейкогранитового комплексов, формирование которых происходило на рубеже позднего силура и девона. Форма массивов в плане чаще всего удлинненно-линзовидная, вытянутая согласно структурам вмещающей рамы, реже дискордантная округлая или овальная. Наиболее крупный Онинский массив имеет форму лополита площадью около 1000 км². Его протяженность составляет 90 км при ширине от 5–7 до 15 км и вертикальной протяженности порядка 3.5 км. Массивы большепорожского комплекса сложены дифференцированным рядом умеренно кислых пород нормальной, пониженной и, редко, повышенной щелочности. Становление их обычно происходило в две фазы в гомодромной последовательности. Геохронологические данные, полученные по гранитоидам, указывают на то, что породы большепорожского комплекса формировались в диапазоне от 425 до 406 млн лет [1].

В отличие от безрудных батолитов, в связи с малым интрузивом большепорожского комплекса в Усинской межгорной впадине Западно-Саянского синклинория сформирована медно-золотопорфировая рудно-магматическая система (Усинская РМС). Усинская впадина представляет собой грабен-синклиналь длиной 80 км и шириной до 25 км, вытянутую в ВСВ направлении и располагающуюся между Куртушибинским аллохтоном и центральной частью Западного Саяна. В основании впадины верхнесилурийские терригенные отложения залегают на венд-кембрийских образованиях, вверх по разрезу они перекрываются актуругской свитой раннего девона кужебазинского вулканогенного комплекса. Актуругская свита сложена чередующимися потоками андезитов, андезибазальтов, базальтов и их умеренно щелочных аналогов. Соотношение вулканитов нормальной и повышенной щелочности примерно равное, мощность отложений свиты от 300 до 2100 м.

Усинская РМС находится на ЮЗ замыкании впадины, где откартирована Федоровская синклиналь, образованная силурийскими отложениями шиштыкской свиты верхнего силура. Свита является существенно сероцветной и сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже – известняками, в основании – конгломератами. Падение слоев на крыльях 15–25°. Силурийские отложения прорывает вытянутый (4×1 км) в ССВ направлении интрузив. В его составе выделяется два этапа внедрения: 1) равномерно-зернистые кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты; 2) граниты, гранит-порфиры и сиенит-порфиры. С первой фазой связывается ороговикование, со второй – формирование скарнов и гидротермального оруденения. В пределах интрузива и по периферии выявлено три рудопроявления: Сосновское, Сухой Лог и Шиштыкское. Порфировая минерализация приурочена к зоне штокверковой калишпатизации в центральной части системы, на флангах развиты меднорудные скарны и золотоносные кварцевые жилы. Содержание меди в штучных пробах достигает 0.71 %, золота – 0.48 г/т, серебра – 4.8 г/т. На флангах РМС (проявления Сосновское и Сухой Лог) наиболее высокие содержания полезных компонентов выявлены в скарнах и поздних кварц-сульфидных жилах: Cu – до 4.12 %, Au – до 8.35 г/т, Ag – до 18.2 г/т.

Породы порфирового комплекса образуют амбовидные штоки размером около 0.5 км в поперечнике в центральной части интрузива. Порфировые выделения в породе составляют 20 % и представлены таблитчатыми выделениями альбит-олигоклаза размером от 0.4 до 4.0 мм, иногда образующими гломеровопорфировые сростки, и единичными зернами кварца округлых очертаний размером до 0.8 мм. Основная масса пород неоднородно-микрозернистая, состоит из мелких лейст плагиоклаза с включениями микрозерен неправильной формы кварца, округлой формы, а также зернами кварца размером 0.4–0.6 мм с микропйкилитовой структурой за счет вростков альбита.

Акцессорные минералы представлены мелкими кристаллами апатита (0.05–0.20 мм) и титанита (0.10–0.05 мм). Отмечаются гнездовые чешуйчатые агрегаты хлорита, а также чешуйки таблитчатой ограненной формы, представляющие, скорее всего, псевдоморфозы по биотиту или амфиболу. По плагиоклазу также развиты чешуйки серицита. Более интенсивные наложенные изменения приурочены к линейным участкам трещиноватости и представлены полиминеральными агрегатами кварца, пренита и более позднего карбоната.

Определение возраста пород по циркону выполнено для порфиоров на поверхности (пр. 24) и из скважины с глубины 455 м (пр. 11455). Извлеченный циркон светло-коричневый, прозрачный, представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими зернами. Длина зерен 100–354 мкм, коэффициент удлинения 1.0–3.0. В КЛ циркон характеризуется сочетанием тонкой ритмичной и секториальной зональности. В цирконе содержание $U=108\text{--}537$ г/т, $Th=58\text{--}573$ г/т, $Th/U=0.55\text{--}1.10$. Возраст циркона в обеих пробах (рис. 1) указывает на кристаллизацию порфиоров на рубеже верхнего силура и раннего девона: 426 ± 4 – 423 ± 5 млн лет. Re-Os изохронный возраст молибденита из медно-молибденовой руды (рис. 2) подтверждает формирование оруденения также на рубеже силура и девона.

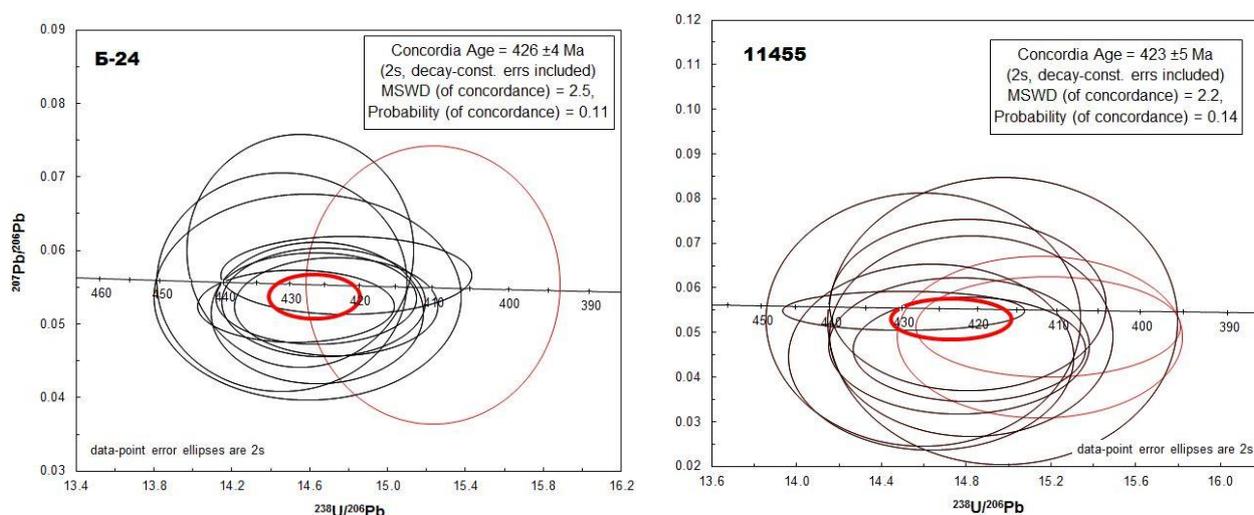


Рис. 1. Диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для циркона из альбитофиоров на поверхности (пр. Б-24) и на глубине 455 м в скв, 11.

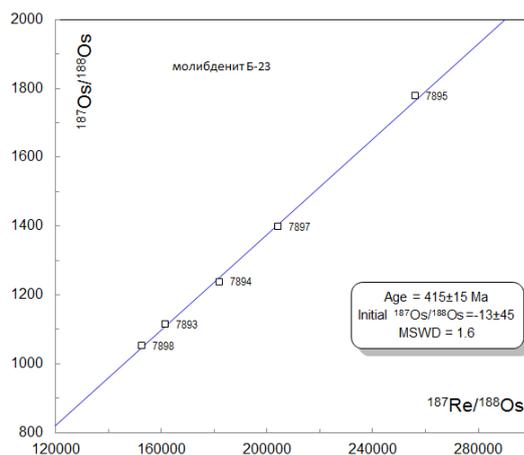


Рис. 2. Re-Os изохрона для молибден-медных руд Усинской РМС.

Изотопный состав Sm и Nd (таблица) в порфировом комплексе характеризуется положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)=3.7\text{--}5.4$, свидетельствующими о ювенильном характере магматизма и участии мантийной составляющей в его формировании. Nd-модельный возраст протолита $T_{\text{Nd}}(\text{DM})=0.74\text{--}0.92$ млрд лет и отвечает по времени деплетированной мантии Палеоазиатского океана. Березиты с медно-молибденовыми рудами фиксируют участие древнего компонента коры $\epsilon_{\text{Nd}}(T)=-2.1$ и Nd-модельный возраст протолита 1.36 млрд лет.

Изотопный состав самария и неодима

№ проб	Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{St})$
Б-24	426	2.115	9.909	0.129	0.512638	0.0	3.7	0.92	0,88
11455	423	3.284	16.36	0.1214	0.512704	1.3	5.4	0.74	0.74
Б-23	423	4.133	18.91	0.1321	0.512350	-5.6	-2.1	1.5	1.36

Перспективы Усинского прогиба на медно-порфировое оруденение не ограничиваются вышеописанной РМС. В 30 км от нее на северо-восток в ЮВ борту Усинского прогиба интрузивный массив большепорожского комплекса Подсопочный также содержит несколько пунктов минерализации медно-порфирового типа [2]. В кварцевых диоритах на площади 0.5 км² наблюдаются многочисленные разноориентированные кварц-полевошпатовые прожилки (0.1–2.0 см), равномерно рассеянные по всей массе породы, и единичные маломощные (2–7 см, иногда до 25 см) кварцевые жилы с вкрапленностью халькопирита, борнита, лимонитизированного пирита, налетами медной зелени, в которых содержание (%): Cu 0.39–0.99, Mo – до 0.015, W – 0.02.

Усинская медно-порфировая РМС по возрасту (поздний силур) и геодинамической обстановке принципиально отличается от расположенной в 105 км к востоку среднекембрийской Кызыкчадрской молибден-меднопорфировой РМС [3]. Геодинамическая обстановка позднесилурийско-девонского этапа развития территории, в том числе формирования большепорожского комплекса, обычно представляется как активная континентальная окраина [1]. Усинская впадина заложилась в позднем силуре и в основании сложена молассовыми позднесилурийскими отложениями, перекрытыми раннедевонскими вулканогенными и субвулканическими образованиями кужебазинской серии трахиандезибаазальт-дацит-трахириолитовой формации [2]. Внедрение порфирового комплекса и формирование медно-порфирового оруденения связано с начальным этапом заложения рифтогенных прогибов, поэтому девонские прогибы Западного Саяна и Тувы могут рассматриваться как потенциально перспективные для поисков медно-порфирового оруденения.

- [1] Руднев С.Н., Бабин Г.А., Семенова Д.В., Травин А.В. Эволюция интрузивного магматизма Западного Саяна // Геология и геофизика. 2024. doi:10.15372/GiG2024114.
- [2] Семенов М.И., Зорина А.Н., Колямкин В.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXXIV (Туран): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 188 с.
- [3] Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И. Кызыкчадрское меднопорфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 70–79.



НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЕ – НИЖНЕДЕВОНСКИЕ (?) ТОЛЩИ ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА (БАССЕЙН Р. ХУТУДАБИГА): СВИДЕТЕЛЬСТВА ОТСУТСТВИЯ ОКЕАНА МЕЖДУ СИБИРЬЮ И БАЛТИКОЙ В РАННЕМ – СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, К.К. Сатановский, Д.А. Сарапулова

Москва, Геологический институт РАН, danukalovamk@yandex.ru

Традиционно граница Северо- и Центрально-Таймырского поясов (Главный Таймырский надвиг) считается сутурой, которая образовалась в конце палеозоя при закрытии палеоокеана, разделявшего Сибирь и Карский блок Балтики (напр. [1]). Однако на западе полуострова Таймыр эта граница становится неопределенной. Здесь, в пределах так называемого Хутудинского блока, типичный для Северного Таймыра нижнекембрийский флиш согласно перекрыт шельфовыми толщами среднего кембрия – нижнего ордовика, похожими, а на некоторых уровнях даже идентичными таковым Центрального Таймыра [2, 3]. Тем не менее южная граница Хутудинского блока на изданных геологических картах проведена по Диабазовому надвигу (напр. [4]) – ответвлению Главного Таймырского надвига, также считающемуся сутурой. К югу от него на картах показано распространение ордовик-девонских свит Центрально-Таймырского пояса, а непосредственно к северу – флиш.

Наши полевые исследования 2020 г. в бассейне среднего течения р. Хутадабига показали, что Диабазового надвига в том понимании, которое ему придавалось предыдущими исследователями, не существует. Верхнехутудинская толща, слагающая кровлю флишоидного комплекса, на изученной территории повсеместно контактирует со сланцевой южнинской свитой среднего кембрия, причем как надвиг этот контакт может быть интерпретирован только в восточной части района. Но даже там по нему сочленены верхние горизонты флиша с нижней – средней частью южнинской свиты. На простирании надвиг переходит в правый сдвиг, а в 10 км к ЮЗ этот контакт согласный. При движении к юго-востоку (вкост простирания структуры) вскрываются все более молодые толщи палеозоя, причем верхнекембрийские – среднеордовикские отложения, картировавшиеся в составе Хутудинского блока Северо-Таймырского пояса, лежат в одном разрезе с теми преимущественно сланцевыми толщами, которые ранее относились к ордовика – силуру Центрально-Таймырского пояса. Все изученные подразделения: от нижнекембрийских турбидитов до известняков предположительно раннедевонского возраста, образуют генетически связанную последовательность суммарной мощностью не менее 1.5–2.0 км.

Распределение возрастов цирконов из нижнекембрийских – нижнедевонских (?) песчаников изученной территории (9 образцов) в целом сходно с таковым для Северной Земли [5–7] и о. Русский [8] и демонстрирует те же тенденции, хоть и различается в деталях. В песчаниках кембрия – ордовика резко доминируют цирконы второй половины неопротерозоя и начала кембрия. Их источником считается Тиманский ороген. Цирконы конца кембрия – начала ордовика, присутствующие в образцах ордовикского и раннесилурийского (?) возраста, мы связываем с проявлением рифтогенного магматизма, изученного на о. Октябрьской Революции [9]. Таким образом, кембрийские – ордовикские отложения по разные стороны Диабазового надвига, разделяющего на картах Северо- и Центрально-Таймырский пояса, получали кластику из одной питающей провинции. Этой провинцией была Балтика и возникший на ее окраине Тиманский ороген. Следовательно, упомянутые пояса не разделялись океаном в раннем палеозое. Песчаник из верхов опробованного нами разреза (девон?) содержит почти исключительно хорошо окатанные мезопротерозойские и позднепалеопротерозойские цирконы дальнего переноса. Их источником, вероятно, также являлась Балтика. Однако вряд ли осуществлялся прямой транспорт с севера: на Северной Земле подобного спектра возрастов не отмечено.

Мы предполагаем, что в конце венда на месте современного Северо-Таймырского пояса образовался протяженный бассейн форланда, заполнявшийся огромным количеством кластики с

севера-северо-запада (в современных координатах), т.е. со стороны восточного продолжения Тиманского орогена, возникшего при коллизии Сибири и Балтики [8]. С конца раннего кембрия (южнинская свита) изученная нами территория принадлежала уже южной, «сибирской», части этого бассейна, и силикокластический материал с севера не достигал этой области. С позднего кембрия и позже основной объем обломочного материала поступал с юга, из мелководной карбонатной зоны бассейна (подтверждено седиментологическими наблюдениями), и был представлен преимущественно карбонатным алевритом и песком. Во флоском веке раннего ордовика силикокластика из северного источника эпизодически поступала, вероятно, посредством вдоль-бассейнового транспорта. Такой же сценарий не исключен и для песчаников верхов разреза (де-вон?).

В докладе будут приведены фактические данные, иллюстрирующие тезисы. Мы рассчитываем их дополнить наблюдениями полевого сезона 2024 г., в ходе которого будет изучена территория, смежная с востока с районом работ 2020 г. (бассейн р. Грустной).

Работа выполнена при поддержке РФФ, грант № 22-77-10096.

- [1] Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.
- [2] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-44-46 (Усть-Тарей): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 251 с.
- [3] Соболевская Р.Ф., Кабаньков В.Я. Стратиграфия кембрийских отложений Горного Таймыра. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2014. 43 с.
- [4] Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Молчанова Е.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Листы S-44 (Диксон), S-45 (Усть-Тарей). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2020.
- [5] Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A. Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // *Norwegian Journal of Geology*. 2008. V. 88. P. 235–258.
- [6] Никишин В.А., Мальшиев Н.А., Никишин А.М. и др. О выделении кембрийского Тимано-Североземельского орогена и периодизации геологической истории Северо-Карского осадочного бассейна на основе новых датировок детритовых цирконов // *Доклады РАН*. 2017. Т. 473, № 5. С. 585–589.
- [7] Ershova V., Anfinson B., Prokoviev A. et al. Detrital zircon (U-Th)/He ages from Paleozoic strata of the Severnaya Zemlya Archipelago: Deciphering multiple episodes of Paleozoic tectonic evolution within the Russian High Arctic // *Journal of Geodynamics*. 2018. V. 119. P. 210–220.
- [8] Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. The Laptev Sea orocline: How to tie loose ends of Arctic fold belts // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 238. 104330.
- [9] Lorenz H., Gee D., Whitehouse M. New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin. *Geological Magazine*. 2007. V. 144, № 1. P. 105–125.



СИЛЬНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ПИК САРЫЧЕВА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ)

А.В. Дегтерев

Южно-Сахалинск, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, d_a88@mail.ru

Пик Сарычева по праву считается одним из самых активных вулканов Курильской островной дуги. Его извержения зафиксированы в 1765±5, 1878–1879, 1923, 1928, 1930, 1946, 1954, 1960, 1976, 2009, 2020–2021 гг. [1–3]. Мощное эксплозивно-эффузивное извержение в 2009 г. стало одним из самых сильных в регионе за историческое время (вошло в десять крупнейших извержений по объему выброшенного диоксида серы (1 млн т) за последние 50 лет) [4]. Результаты геологических (тефрохронологических) исследований показали, что на протяжении голоцена вулкан также характеризовался высокой активностью, неоднократно в его истории имели место катастрофические эксплозивные извержения. Первые работы, направленные на реконструкцию эксплозивной активности вулкана Пик Сарычева, были проведены в 2009–2010 гг. В 2017 г. исследования на о. Матуа были продолжены с целью уточнения и ревизии данных, полученных ранее.

Экспедиционные работы 2017 г. проводились в рамках реализации грантового проекта Русского географического общества (РГО) «Комплексные вулканологические и геоэкологические исследования на о. Матуа (Средние Курильские острова): сильные эксплозивные извержения влк. Пик Сарычева в верхнем плейстоцене – голоцене и оценка их воздействия на окружающую среду». В состав экспедиционного отряда от ИМГиГ ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск) вошли шесть человек, доставка в район проведения исследований осуществлялась на большом десантном корабле «Адмирал Невельской» Тихоокеанского флота (ТОФ) в рамках совместной экспедиции Министерства обороны Российской Федерации, РГО и ТОФ [3].

Оптимальным районом для исследований оказалась юго-восточная часть о. Матуа, являющаяся наиболее древней поверхностью и сохранившая полный комплекс отложений, связанных с деятельностью вулкана. Уплощенный рельеф его поверхности создал благоприятные условия для захоронения и сохранности отложений, что обеспечило максимальную полноту эруптивной летописи. Всего в ближней зоне изучено более двадцати разрезов (зачисток и шурфов) почвенно-пирокластического покрова (ППЧ), сформированного в обрамлении вулкана Пик Сарычева.

Возраст верхнеплейстоценовых и голоценовых эруптивных событий вулканов определялся радиоуглеродным методом в Отделе эволюционной географии и геоэкологии СПбГУ. Изучение вещественного состава проводилось в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (методами атомно-эмиссионной спектроскопии на спектрометре iCAP 7600 Duo и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7700 (Agilent Techn., США)).

История позднеплейстоцен-голоценового вулканизма о. Матуа начинается с кальдерного извержения вулкана Матуа, которое произошло ~11500 лет назад (приблизительная оценка, так как отсутствовал материал для ¹⁴C-датирования). Его формирование предположительно сопровождалось частичным обрушением северо-западного сектора вулканической постройки. После этого, в начале голоцена, ~10500 лет назад, произошло мощное эксплозивное извержение с выбросом дацитового тефры (индекс Sar-I-A), ставшее одним из самых сильных событий на острове после кальдерообразующего извержения. Данная тефра вскрывается в нижней части голоценового ППЧ и легко узнается по ярко-белому цвету. Далее, в интервале между 8500 и 7000 лет назад, произошло еще три извержения, оставивших прослойки разнозернистых пеплов андезитового состава. Следующее мощное извержение произошло в интервале 4700–5000 лет назад, по своей силе оно было сопоставимо с извержением Sar-I-A. Тефра этого сильного эксплозивного извержения представлена ювенильными лапилли и бомбами с незначительной примесью резургентного материала. В интервал от 3500 до 1500 лет назад произошло еще несколько мощных эксплозивных извержений (не менее 3), однако они уступали по мощности предыдущему «среднеголоценовому» событию. Примерно 800 лет назад началось формирование современного

вулкана Пик Сарычева. Светлая андезитовая тефра сменилась горизонтами дробностратифицированных андезибазальтовых шлаков, отвечающих плинианским извержениям посткальдерного вулкана – молодого конуса Пик Сарычева. Его формирование, возможно, продолжалось в течение исторического времени. Мощные извержения 1946 и 2009 г. – характерные эпизоды современного этапа его эруптивной истории.

Автор выражает признательность своим коллегам, участникам экспедиций на о. Матуа в 2009, 2010, 2017 гг.

- [1] Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
- [2] Дегтерев А.В., Чибисова М.В. Активность вулканов Курильских островов в 2020–2021 гг. // Геосистемы переходных зон. 2022. Т. 6, № 3. С. 195–205. doi:10.30730/gtr.2022.6.3.195-205.
- [3] Рыбин А.В., Дегтерев А.В., Дудченко И.П. и др. Комплексные исследования на острове Матуа в 2017 году // Геосистемы переходных зон. 2017. Т. 1, № 4. С. 21–29.
- [4] Haywood J.M., Jones A., Clarisse L. et al. Observations of the eruption of the Sarychev volcano and simulations using the HadGEM2 climate model // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2010. V. 115. D21. doi:10.1029/2010JD014447.



ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ В XXI В.

А.В. Дегтерев, М.В. Чибисова

Южно-Сахалинск, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, d_a88@mail.ru

Курильские острова, входящие в состав Сахалинской области РФ, – район проявления современного активного вулканизма: здесь расположено 36 действующих вулканов, с которыми за историческое время (последние ~270 лет) связано более 140 различных по силе и типу проявлений вулканической активности [1, 4, 5]. Некоторые из них приводили к негативным последствиям, включая человеческие жертвы (влк. Райкоке (о. Райкоке), 1778 г., Синарка (о. Шиашкотан), 1872 г., Пик Севергина (о. Харимкотан), 1933 г. [1]), а также оказывали неблагоприятное воздействие на качество жизни населения, проживающего на островах (регулярные пеплопады и газовые эманаии в г. Северо-Курильске, связанные с активностью влк. Эбеко (о. Парамушир)).

В настоящее время на островах Кунашир, Итуруп (Южные Курилы) и Парамушир (Северные Курилы) проживает постоянное гражданское население ~23 тыс. человек, регулярно прибывают сезонные работники и туристы. Активно функционируют объекты инфраструктуры (морские порты, аэропорты) и производства; создана территория опережающего развития, подразумевающая интенсификацию развития рыбной и туристической отрасли (<https://erdc.ru/tors/kurily.html>). В нынешних условиях это приобретает особую актуальность, так как количество туристов в последние годы резко выросло из-за интенсификации внутреннего туризма (при этом действующие вулканы и их окрестности являются популярными местами посещения).

Для своевременного обнаружения активизации вулканической деятельности на островах и последующего оповещения населения и административных структур необходимо осуществление постоянного оперативного мониторинга вулканической активности. С 2003 г. мониторингом вулканической активности на Курильских островах занимается Сахалинская группа реагирования на вулканические извержения (Sakhalin Volcanic Eruption Response Team, SVERT), созданная на базе лаборатории вулканологии и вулканоопасности Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (<http://www.imgg.ru/ru/svert/reports>). В целях предупреждения опасности и минимизации возможного риска, связанного с вулканическими извержениями, SVERT анализируются все доступные данные о состоянии действующих вулканов Курильских островов, на основе которых создаются ежедневные и еженедельные информационные отчеты на сайте ИМГиГ ДВО РАН. В течение 20 лет SVERT остается единственной структурой, осуществляющей мониторинг вулканической активности на территории Сахалинской области. Работа по созданию SVERT на начальном этапе осуществлялась совместно с Сахалинским филиалом Федерального исследовательского центра Единой геофизической службы РАН (СФ ФИЦ ЕГС РАН) и ФГУ НПП «Росгеолфонд» при поддержке Аляскинской вулканологической обсерватории (Alaska Volcano Observatory, AVO) и Камчатской группы реагирования на вулканические извержения (Kamchatka Volcanic Eruptions Response Team, KVERT).

В настоящее время наблюдение за вулканической активностью, осуществляемое SVERT, основывается преимущественно на данных дистанционного зондирования – спутниковых снимков низкого, среднего и высокого разрешения. Для идентификации пепловых облаков и термальных аномалий используются космические снимки NOAA18/19 (AVHRR/ POES), Terra/Aqua (MODIS), SuomiNPP/JPSS-1 (VIIRS), Sentinel-2 и Himawari-8/9 по разности инфракрасных каналов 10–12 мкм (4–5 каналы AVHRR, 31–32 каналы MODIS, 14–15 каналы Himawari-8/9, VIIRS). Доступ и обработка космоснимков осуществляются главным образом через информационные системы «ВЕГА-Science» и «Дистанционный мониторинг вулканов Камчатки и Курил» VolSatView [2, 3]. Для наблюдения за активностью влк. Эбеко (о. Парамушир), характеризующегося частыми пепловыми выбросами, используется IP-камера AXIS (0526-001), установленная в октябре 2017 г. на территории Северо-Курильска КФ ФИЦ ЕГС РАН совместно с ИМГиГ ДВО РАН (снимки с нее поступают каждые две минуты посредством FTP-сервера). Кроме того, при-

влекаются результаты визуальных наблюдений, выполненных очевидцами (туристами, охотниками, местными жителями), устные свидетельства которых, сопровождаемые фото- и видеоматериалами, содержат важные детали, позволяющие дополнить данные, полученные дистанционными методами.

С 2003 по 2023 г. на Курильских островах произошло 52 вулканических извержения (~30 % от их общего числа за последние 300 лет), из них 30 – в зоне ответственности SVERT. В условиях относительно небольшой площади и изолированности островов вулканическая активность и сопряженные с ней процессы (цунами, вулканические сели – лахары и пр.) оказывают негативные воздействия на население: от незначительных, связанных с ухудшением качества жизни из-за пеплопадов и газовых эманаций, до существенных, фатальных, вызванных прохождением палящих туч и вулканогенных цунами. Особому риску, связанному с эксплозивными извержениями, подвержены международные и региональные авиалинии, проложенные вдоль архипелага и характеризующиеся интенсивным грузо- и пассажиропотоком. В последние десятилетия наиболее активными были вулканы Северных (Эбеко, Чикурачки, Чиринкотан) и Центральных Курил (Пик Сарычева, Райкоке); на них приходится, соответственно, 75 и 19.23 % от общего числа произошедших событий. Вулканы Южных Курильских островов в текущем столетии были малоактивны. Схожая тенденция в распределении извержений преимущественно в северной части дуги наблюдалась и в предшествующие столетия. Абсолютный лидер среди вышеперечисленных вулканов – Эбеко: с 2016 г. он находится в состоянии эксплозивного извержения, характеризуемого частыми (600–800 в год) пепловыми выбросами умеренной силы (до 5.5 км н.у.м.). Расположенный в 7 км от вулкана город Северо-Курильск – в настоящее время наиболее подверженный вулканической опасности населенный пункт на Курильских островах. В пределах городской черты регулярно отмечаются пеплопады, до сотни в год (по сведениям С.П. Лакомова, ИМГиГ ДВО РАН), повышенная концентрация сернистых газов, существует реальный риск схода лахаров. В целом в течение рассматриваемого периода на вулканах Курильских островов преобладали умеренные (53.8 %) и слабые (23.08 %) эксплозивные извержения. Дважды происходили мощные плинианские извержения (VEI 4), которые оба раза имели место на Центральных Курилах – Пик Сарычева в 2009 г. и Райкоке в 2019 г. Излияние лавы наблюдалось при извержении вулкана Пик Сарычева (2009, 2020–2021), Алаид (2015–2016, 2022), Сноу (2012–2016). Из всего спектра вулканических явлений самыми частыми были пеплопады. Формирование пирокластических потоков происходило лишь при наиболее мощных извержениях (Пик Сарычева, 2009; Райкоке, 2019). Лахары, напротив, возникали как при сильных, так и при слабых/умеренных извержениях (Экарма, 2010; Алаид, 2022). Результаты мониторинга вулканической активности в виде информационных отчетов ежедневно на протяжении 20 лет рассылаются во все заинтересованные организации: областное учреждение «Управление обеспечения мероприятий в области гражданской обороны, защиты от чрезвычайных ситуаций и пожарной безопасности Сахалинской области», подразделения МЧС Сахалинской области, в Аляскинскую вулканологическую обсерваторию AVO, метеорологические центры аэропортов Елизово (Камчатский край) и Южно-Сахалинска, консультативные центры по вулканическим пеплам (Volcanic Ash Advisory Center (VAAC)) городов Токио (Япония), Анкоридж, Вашингтон (США), метеоцентры Японии, Канады и другие организации по запросу. Оперативная информация также ежедневно публикуется на странице SVERT сайта ИМГиГ ДВО РАН (<http://www.imgg.ru/ru/svert/reports>). Кроме того, каждый квартал сводки по вулканической активности докладываются на заседании Сахалинского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (<http://sakh-res.imgg.ru/>). Как показывает опыт SVERT, современные возможности спутниковой съемки позволяют обеспечить базовый уровень мониторинга вулканической активности при минимальных финансовых затратах. В условиях Курильских островов, представляющих собой протяженный вулканический архипелаг (1200 км), наблюдение за вулканами на основе спутниковых данных в настоящее время является безальтернативным, единственно возможным способом обеспечения минимального контроля состояния действующих вулканов. Основным лимитирующим фактором, серьезно снижающим результативность мониторинга, остается оперативность получения спутниковой информации, которая определяет своевременность оповещения о произошедших извержениях. С учетом прочих ограничений (погодные условия, разрешающая способность, зависимость от поставщика данных) на Курильских островах необходима организация постоянной сети геофизических наблюдений, включающей пункты радиотелеметрических сейсмо- и TILT/GPS/ГЛОНАС-станций, которые будут в режиме реального времени и независимо от внешних факторов передавать актуальную информацию о состоянии активных вулканов. Вопрос целесообразности размещения подобных пунктов на удаленных и

необитаемых островах можно считать дискуссионным, однако создание геофизической сети наблюдений на освоенных островах (Парамушир, Итуруп, Кунашир) представляется обязательным: наличие постоянного населения, инфраструктуры и хозяйства требует минимизации рисков, связанных с будущими извержениями.

Авторы выражают искреннюю признательность всем, кто принимал участие и оказывал содействие в деле мониторинга вулканической активности на Курильских островах.

- [1] Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
- [2] Ефремов В.Ю., Гирина О.А., Крамарева Л.С., Лупян Е.А., Маневич А.Г., Матвеев А.М., Мельников Д.В., Прошин А.А., Сорокин А.А., Флитман Е.В. Создание информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9, № 5. С. 155–170.
- [3] Лупян Е.А., Бурцев М.А., Балашов И.В., Барталев С.А., Ефремов В.Ю., Кашицкий А.В., Мазуров А.А., Матвеев А.М., Суднева О.А., Сычугов И.Г., Толпин В.А., Уваров И.А. Центр коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа спутниковых данных ИКИ РАН для решения задач изучения и мониторинга окружающей среды // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т.12, № 5. С. 263–284.
- [4] Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В. Мониторинг вулканической активности на Курильских островах: 15 лет деятельности группы SVERT // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2, № 3. С. 259–266.
- [5] Чибисова М.В., Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Романюк Ф.А. Сахалинская группа реагирования на вулканические извержения (SVERT): 20 лет мониторинга вулканической активности на Курильских островах // Геосистемы переходных зон. 2023. Т. 7, № 4. С. 448–453. doi:10.30730/gtrz.2023.7.4.448-453.



МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ НАДСУБДУКЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков, А.Н. Журавлев, Н.Л. Вахтина

Москва, Геологический институт РАН, degtkir@mail.ru

В строении Центрально-Азиатского складчатого пояса, который является крупнейшим аккреционным орогеном мира и располагается между Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской и Северо-Китайской платформами, участвуют террейны, сложенные комплексами докембрийской континентальной коры, палеозойских островных дуг и аккреционных призм, включающих фрагменты офиолитов и базальтовых разрезов ОІВ типа. В западной части пояса, которая охватывает палеозойские складчатые сооружения Казахстана и Тянь-Шаня, раннепалеозойские надсубдукционные комплексы приурочены в основном к Кокчетав-Северо-Тяньшаньской и Бошекуль-Чингизской областям, в Джунгаро-Балхашской области эти образования выявлены лишь в виде небольших фрагментов в структуре офиолитовых зон и большого значения не имеют. Характерной особенностью Кокчетав-Северо-Тяньшаньской области является сочетание в ее строении комплексов микроконтинентов с докембрийской континентальной корой, образований раннепалеозойских бассейнов с океанической корой и островных дуг различного типа. В Бошекуль-Чингизской области известны только комплексы раннепалеозойских островных дуг и бассейнов с океанической корой.

Различные генетические типы месторождений золота и меди приурочены к вулканическим и плутоническим комплексам раннепалеозойских энсиматических и энсиалических островных дуг. При этом месторождения, связанные с эволюцией энсиматических дуг, выявлены в основном в Бошекуль-Чингизской области, а характерные для комплексов энсиалических дуг – в Кокчетав-Северо-Тяньшаньской области. Обобщение результатов исследований строения, возраста и структурного положения месторождений золота и меди, связанных с образованиями раннепалеозойских островных дуг, позволяют выделить **кембрийско-раннеордовикский** и **средне-позднеордовикский** этапы формирования таких месторождений. При этом, если для кембрийско-раннеордовикского этапа характерны только месторождения, приуроченные к комплексам энсиматических дуг, то на средне- и позднеордовикском этапе формировались месторождения, связанные с эволюцией островных дуг обоих типов.

Кембрийско-раннеордовикский этап. В течение данного этапа происходило формирование золото- и меднорудных месторождений, связанных с эволюцией энсиматических островных дуг, при этом наиболее крупные объекты сосредоточены к Бошекуль-Чингизской области. Эволюция дуг такого типа начинается в раннем кембрии, когда формируются надсубдукционные офиолиты, разрезы которых завершаются контрастными базальт-риолитовыми сериями [4]. Верхи их разреза сложены вулканитами и туфами кислого состава, к которым приурочены медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические мелкие месторождения. Наиболее значительным из них является Аягузское месторождение, расположенное на юго-восточном окончании хребта Чингиз (Центрально-Чингизская зона). Рудные тела этого месторождения залегают согласно с вмещающими субвулканическими и вулканогенно-осадочными породами среднекислого состава, имеют линзообразную форму и сложены медно-свинцово-цинковыми рудами. Ранне- и среднекембрийский возраст оруденения определяется по возрасту вмещающих вулканогенно-осадочных пород [3]. На северо-востоке Кокчетав-Северо-Тяньшаньской области (Селетинская зона) известны мелкие колчеданные месторождения и рудопроявления (Шийлы, Кикбай, Западный Бегим и др.), также локализованные среди вулканитов кислого состава, которые участвуют в строении контрастных вулканических серий нижнего и среднего кембрия. Более крупные месторождения меди и золота, формировавшиеся на этом этапе, связаны с плутоническими и вулканическими комплексами позднего кембрия и раннего ордовика. Наиболее важным из таких объектов является крупное молибден-медно-порфировое месторождение Бошекуль

(4.1 млн т меди, 163 т золота), расположенное в северной части одноименной зоны [15–18]. В строении месторождения участвуют нижне- и среднекембрийские эффузивы среднего и основного состава, прорванные телами равномерно-зернистых и порфиroidных габбро, диоритов, тоналитов и гранитов, которые, в свою очередь, интродированы дайкообразными телами средне- и мелкозернистых порфиroidных тоналитов. Последние являются основным источником минерализации, которая проявлена и во вмещающих эффузивах и туфах. Интрузивные и вулканические породы подверглись интенсивной калишпатизации и пропилитизации. По результатам U-Pb датирования возраст порфиroidных интрузий устанавливается как позднекембрийский (~490 млн лет) [16, 17]. К раннеордовикским вулканогенным толщам приурочено мелкое месторождение золота Торткудук, расположенное в центральной части Бошекульской зоны [1].

Средне- и позднеордовикский этап характеризуется более широким разнообразием генетических типов и размеров месторождений меди и золота. В Бошекуль-Чингизской области большая часть таких месторождений связана с комплексами Байдаулет-Акбастауской энсиматической островной дуги, слагающими одноименную зону. В ее строении участвуют средне- и верхнеордовикские вулканиды, и вулканогенно-осадочные породы основного, среднего и кислого состава, формирование которых сопровождается внедрением интрузий диоритов и кварцевых диоритов. С этими комплексами связана серия золото-колчеданно-барит-полиметаллических и золото-медно-колчеданных месторождений: Майкаинское рудное поле и Абыз (крупные), Алпыс, Александровское, Сувенир, Мизек, Акбастау, Космурун (средние и мелкие) и большое количество рудопроявлений. Во всех месторождениях установлена многоэтапность формирования рудных тел различного типа. Нахождение обломков оруденелых пород в перекрывающих верхнеордовикских и силурийских осадочных толщах показывает, что возраст оруденения близок ко времени накопления вмещающих средне- и верхнеордовикских вулканогенно-осадочных толщ [3, 12]. Характерной особенностью приповерхностных частей некоторых месторождений является присутствие зон окисленных руд и железных шляп, которые отличаются повышенными содержаниями золота – до 20–26 г/т [1, 2].

Месторождения золота и меди, связанные с эволюцией островных дуг, имеющих сиалический или гетерогенный фундамент, приурочены к крупному среднепозднеордовикскому Чингиз-Северо-Тяньшаньскому вулканическому поясу. В строении его фундамента участвуют тектонически совмещенные докембрийские сиалические блоки и фрагменты более древних островных дуг различного типа. Комплексы этого пояса широко представлены как в Кокчетав-Северо-Тяньшаньской, так и в Бошекуль-Чингизской областях [4]. При этом наиболее крупные месторождения, имеющие промышленное значение, приурочены к западной и юго-западной части пояса, находящимся в пределах Кокчетав-Северо-Тяньшаньской области, где в его фундаменте присутствуют блоки докембрийской континентальной коры. Вулканические породы этого пояса в большинстве разрезов представлены эффузивами основного и среднеосновного состава, более кислые разности встречаются гораздо реже. В пределах отдельных структур (Степнякская зона) вулканизм может заканчиваться формированием крупных субвулканических тел среднекислого и кислого состава, с которыми могут быть связаны мелкие золотые месторождения и рудопроявления. Однако основная масса золотых и медных месторождений связана с внедрением различного размера массивов гранитоидов (позднеордовикский крыккудукский комплекс и его аналоги), которые завершают эволюцию Чингиз-Северо-Тяньшаньского пояса и распространены только в пределах Кокчетав-Северо-Тяньшаньской области. Наиболее крупные месторождения золота расположены в Северном Казахстане и связаны с позднеордовикскими гранитоидами (Васильковское, Степнякское, Жолымбет, Бестюбе, Аксу, Кварцитовые горки) [6].

Самое крупное Васильковское штокверковое месторождение с запасами около 370 т золота при содержании 2.7 г/т локализовано в породах Алтыбайского массива зерендинского комплекса и расположено вблизи контакта габбро-диоритов и диоритов с роговообманковыми гранодиоритами и плагиогранитами. Для этих пород получены близкие U-Pb оценки возраста ~465 млн лет, соответствующие второй половине среднего ордовика [9]. Гранитоиды подверглись многоэтапным метасоматическим преобразованиям, выразившимся в альбитизации, биотитизации, калишпатизации, березитизации и пропилитизации. Золотое оруденение приурочено к субвертикальному мегаштокверку кварцевых, кварц-арсенопиритовых и арсенопиритовых прожилков и мало-мощных жил в сочетании с прожилково-вкрапленной сульфидизацией в березитизированных диоритах и гранодиоритах на площади около 1.5 км² и протяженностью на глубину свыше 1 км. Для калиевого полевого шпата из калишпатизированных пород и серицита из кварц-золото-сульфидных метасоматитов были получены Ar/Ag оценки возраста в интервале 375–280 млн лет, ко-

торые интерпретируются либо как возраст оруденения, либо как возраст наложенных пострудных процессов [9, 10].

Крупными объектами являются золоторудные месторождения Степняк, Жолымбет, Аксу и Бестюбе (Степнякская и Селетинская зоны). Они приурочены к небольшим многофазным габбро-диорит-гранодиоритовым интрузивам (степнякский комплекс или массивы степнякского типа крыккудукского комплекса). Месторождения относятся к кварцево-жильному и штокверковому типам, оруденение приурочено к кварцевым жилам мощностью до 1.5–2.0 м, а также к штокверковым зонам окварцевания, брекчирования и березитизации [1, 6]. При этом кварцевые жилы могут располагаться как в интрузивных, так и во вмещающих терригенных породах. Данные о возрасте интрузивных массивов неоднозначны, для массивов Жолымбет и Аксу получены оценки возраста ~455 млн лет, а для Степнякского массива – ~480 и 440 млн лет [7, 14]. Позднеордовикский возраст оруденения предполагается на основании данных о возрасте интрузивных пород.

В западной части Северного Тянь-Шаня (Киргизский хребет) с гранитоидами среднего и позднего ордовика связаны золото-медно-порфиновые и золотоскарновые месторождения Талдыбулак, Андаш и Акташ [5, 18]. При этом для месторождения Талдыбулак авторами были получены данные о среднеордовикском возрасте рудоносных порфириновых гранодиоритов и позднеордовикском – пострудных тел трахитов [13], что доказывает связь оруденения с рассматриваемым этапом надсубдукционного магматизма.

Значительные по запасам медные месторождения связаны с крупными массивами средне- и позднеордовикских гранитоидов. В Северном Казахстане к ним относятся месторождения Кызылту и Селетинское, а в Южном Казахстане – Шатырколь и Жайсан [11, 18]. Месторождения Кызылту и Селетинское относятся к медно-порфировому типу и связаны с телами порфириновых гранодиоритов, прорывающих гранодиориты Селетинского массива крыккудукского комплекса. Порфириновые породы подверглись калишпатизации и березитизации, оруденение относится к штокверковому типу и представлено жилами и гнездами сульфидов меди. Для гранодиоритов Селетинского массива, вмещающих порфириновые интрузии, получены оценки возраста ~450 млн лет. Данные о возрасте порфириновых тел и оруденения отсутствуют. К экзоконтакту Селетинского массива приурочено скарновое медно-золотое месторождение Ичкеольмес [8]. Месторождения меди Шатырколь и Жайсан принадлежат к кварцево-жильному типу, также на них развиты зоны окварцевания и метасоматической переработки пород. Месторождения приурочены к крупному Шатыркольскому гранодиорит-гранитному массиву, относящемуся к позднеордовикскому курдай-чатыркульскому комплексу. Рудные тела представляют собой комбинацию кварц-магнетитовых или кварц-кальцит-халькопиритовых линз, жил и зон оруденелых гранитоидов протяженностью 200–2500 м и мощностью 1–30 м. По данным авторов возраст гранитов и гранодиоритов, вмещающих месторождения Шатрыкуль и Жайсан, составляет ~465 млн лет. Некоторыми исследователями предполагается, что оруденение может быть связано со среднепалеозойскими гранитами, развитыми в обрамлении Шатыркольского массива, при их термическом воздействии на ордовикские гранитоиды [11].

Таким образом, к раннепалеозойским надсубдукционным комплексам, занимающим значительные площади в западной части Центрально-Азиатского пояса, приурочено большое количество месторождений золота и меди различных генетических типов. В настоящее время убедительные доказательства раннепалеозойского возраста оруденения получены для небольшого количества месторождений. В большинстве случаев такой возраст обоснован находками обломков оруденелых пород в осадочных толщах верхов ордовика – силура. Изотопное датирование рудных минералов и метасоматитов, выполненное только для отдельных месторождений, показало, что оруденение может иметь как раннепалеозойский, так и более молодой возраст.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (проект № 13.1902.24.44, № соглашения 075-15-2024-641).

- [1] Беспаев Х.А., Глоба В.А., Абишев В.М., Гуляева Н.Я. Месторождения золота Казахстана. Справочник. Алматы, 1997. 232 с.
- [2] Ваулин О.В. Восточно-Казахстанская область. Золото: Справочник. Усть-Каменогорск – Бишкек: РИКОЗОЛ, 2016. 331 с.
- [3] Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата: Наука, 1977. 160 с.
- [4] Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

- [5] *Дженчураева Р.Д., Пак Н.Т., Никоноров В.В., Ивлева Е.А.* Золоторудные месторождения Кыргызстана. Бишкек: BelPrint, 2020. 494 с.
- [6] *Золоторудные месторождения СССР.* Т. II: Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ, 1986. 288 с.
- [7] *Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М.* О возрасте Степнякского массива и связанного с ним оруденения // Доклады РАН. 2008. Т. 422, № 5. С. 652–654.
- [8] *Металлогения Казахстана.* Рудные формации. Месторождения руд золота. Алма-Ата: Наука, 1980. 250 с.
- [9] *Мирошникова А.П.* Геологические условия формирования и критерии прогнозирования золото-сульфидно-кварцевых месторождений штокверкового типа (на примере Васильковского месторождения, Северный Казахстан): Дис. ... докт. фил. наук. Усть-Каменогорск, 2018. 150 с.
- [10] *Хоменко М.О., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Рябуха М.А., Семенова Д.В.* Физико-химические параметры и возраст формирования Васильковского золоторудного месторождения (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2192–2217.
- [11] *Чу-Илийский рудный пояс.* Полезные ископаемые. Рудные полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1980. 288 с.
- [12] *Щебуняев М.П.* Геологические условия локализации колчеданного оруденения в Майкаинском рудном поле (Центральный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1983. Т. 25, № 2. С. 34–43.
- [13] *Degtyarev K.E., Ryzantsev A.V., Tretyakov A.A., Tolmacheva T.Yu., Yakubchuk A.S., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic – Early Paleozoic tectonic evolution of the Western part of the Kyrgyz Range (Northern Tian Shan) Caledonides // *Geotectonics*. 2013. V. 47, № 6. P. 377–417.
- [14] *Kröner A, Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Lie D.Y., Ermolov P.* Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon and whole-rock Nd isotopic systematic // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2008. V. 32. P. 118–130.
- [15] *Kudryavtsev Y.K.* The Cu-Mo Deposits of Central Kazakhstan // *Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas* / Eds V. Shatov, R. Seltmann, A. Kremenetsky, B. Lehmann, V. Popov, P. Ermolov. Saint Petersburg: Glagol Publishing House, 1996. P. 119–144.
- [16] *Shen P., Pan H., Hattori K., Cooke D.R., Seitmuratova E.* Large Paleozoic and Mesozoic porphyry deposits in the Central Asian Orogenic Belt: Geodynamic settings, magmatic sources, and genetic models // *Gondwana Research*. 2018. V. 58. P. 161–194.
- [17] *Shen P., Pan H.D., Seitmuratova E., Yuan F., Jakupov S.* A Cambrian intra-oceanic subduction system in the Bozshakol area, Kazakhstan // *Lithos*. 2015. V. 224. P. 61–77.
- [18] *Yakubchuk A., Degtyarev K., Maslennikov V., Wurst A., Stekhin A., Lobanov K.* Tectonomagmatic settings, architecture, and metallogeny of the Central Asian Copper Province // *Society of Economic Geologists, Special Publication*. 2012. V. 16. P. 403–432.



РОЛЬ ПИРОКСЕНА В ОБЛАСТИ ПЛАВЛЕНИЯ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ИЯ-УДИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (БИРЮСИНСКИЙ БЛОК, СИБИРСКИЙ КРАТОН)

Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов

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

Преобразования литосферной мантии, вызванные дестабилизацией, истончением, эрозией или увеличением ее мощности, играют ключевую роль при формировании неоднородностей мантии и изменении состава магматических выплавов. Независимо от причины плавления мантии, трансформация литосферы приведет к образованию различных реакционных зон с кристаллизацией новых минералов [1] или их исчезновением в области реакции [2]. Принято считать, что плавление внутриплитных базальтов происходит на границе литосферной и астеносферной мантии, соответственно, в зоне гранат-шпинелевого фазового перехода. Химический состав магматических выплавов определяется толщиной литосферы и ее минеральным составом, при этом состав непосредственно астеносферы априори принимается как перидотитовый. Базальтовые выплавки разного возраста и территориально связанные должны отражать эволюцию литосферной мантии в каждый магматический импульс. Литосфера кратонов, как наиболее мощная и долгоживущая, должна оказывать наиболее значимое влияние на состав базальтовых выплавов. Существует несколько проявлений базальтового вулканизма кайнозойского возраста, выходы которых наблюдаются на южной и юго-западной окраине Сибирского кратона. В настоящей работе рассмотрены вариации химического состава лав Ия-Удинского междуречья, проявленные в пределах Бирюсинского блока Присяянского краевого выступа Сибирского кратона в соответствии с гипотезой плавления литосферной мантии.

Лавы междуречья Ия – Уда представлены остатками отдельных вулканических потоков, разбросанных на обширной территории площадью порядка 2000 км². Основная публикация по району [3] посвящена положению лав в рельефе и их минеральному составу. Возраст лав получен К-Аг методом и делится на два основных этапа – 8 и 4 млн лет [4]. Ранее в тезисной форме мы представили первые изотопные и геохимические данные [5]. Согласно содержанию нормативных минералов, рассчитанных с помощью программы SINCLAS [6], вулканические породы Ия-Удинского междуречья представлены оливиновыми толеитами и гавайитами. Химический состав лавовых потоков по содержанию щелочей попадает в область умеренно-щелочных пород. На классификационной диаграмме SiO₂ – Na₂O+K₂O [7] составы вулканитов располагаются в областях трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов, в то время как единичные образцы попадают в области базальтов и базанитов.

Вариации базальтовых составов Ия-Удинского междуречья демонстрируют, что химический состав расплавов, образованных в различные импульсы плавления, отличается. Наблюдаются следующие геохимические особенности – в лавах 4 млн лет снижается концентрация SiO₂, при увеличении Al₂O₃, K₂O, TiO₂, P₂O₅, Fe₂O_t, Sm/Yb и Ce/Y. В лавах 8 млн лет ситуация обратная, увеличивается количество SiO₂, а Al₂O₃, K₂O, TiO₂, P₂O₅, Fe₂O_t, Sm/Yb и Ce/Y снижаются. При модели частичного плавления перидотитового источника химический состав магм контролируется мощностью литосферы и гранат-шпинелевым переходом. В условиях толстой литосферы образуются выплавки при высоком давлении (P) и с низкими степенями частичного плавления (F), снижается Si и Al, а Fe, Ti, P, Mg и LREE/HREE увеличиваются. В случае тонкой литосферы наблюдается обратная зависимость. Согласно модели плавления перидотитового источника, лавы 4 млн лет образовались на больших глубинах по сравнению с 8 млн лет. Тем не менее содержание Al₂O₃, Fe₂O_t, TiO₂, P₂O₅, MgO в лавах по поведению не соотносится с моделью, что в нашем случае ставит под сомнение предположение о плавлении гранат-шпинелевого перидотита. Возможно, предположение о плавлении перидотитового источника при образовании базальтов Ия-Удинского поля является неверным. Некоторые авторы предполагают, что образование базальтов с внутриплитными характеристиками может быть связано с плавлением в мантии

так называемых «мафических» литологий (например, пироксенитов, эклогитов) [8, 9]. Согласно анализу из работы [8], при плавлении перидотитов и пироксенитов образуются магмы, имеющие строго определенное соотношение петрогенных элементов. На основании соотношения содержаний CaO, MgO, SiO₂ и TiO₂/Al₂O₃ лавы Ия-Удинского поля, вероятно, выплавлялись из пироксенитов.

Поведение редких земель часто ассоциируется с присутствием граната в мантийном источнике и степенью частичного плавления. Согласно такой точке зрения, высокие значения La/Yb, Sm/Yb и Ce/Y для лав возрастом 4 млн лет относительно лав 8 млн лет, где эти значения ниже, указывают на более существенное влияние граната в источнике для молодых выплавов и образование при низких степенях частичного плавления. В случае отсутствия граната в источнике, поведение редкоземельных элементов будет контролироваться пироксеном. Независимо от минеральной фазы, контролирующей плавление, снижение степени частичного плавления приведет к образованию расплавов с высокими отношениям La/Yb, Sm/Yb и Ce/Y.

Таким образом, образование магм 4 и 8 млн лет назад на Бирюсинском блоке Сибирского кратона происходило при разных степенях частичного плавления с участием пироксенитового источника. Участие граната в источнике плавления не является очевидным. Образование магм в области развития пород подобно пироксенитам говорит о том, что плавление происходило в литосферной мантии.

- [1] Wang C., Lo Cascio M., Liang Y., Xu W. An experimental study of peridotite dissolution in eclogite-derived melts: Implications for styles of melt-rock interaction in lithospheric mantle beneath the North China Craton // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2020. V. 278. P.157–176.
- [2] Yaxley G.M., Green D.H. Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust // *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 1998. V. 78. P. 243–255.
- [3] Бураков М.И., Федоров Э.Е. Базальты междуречья Ии и Уды (Восточный Саян) // *Вопросы геологии Азии*. 1954. С. 359–382.
- [4] 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.
- [5] Demonterova E.I., Ivanov A.V., Perepelov A.B. Late cenozoic volcanism of the Uda river area (eastern Sayan, Siberia): the first geochemical and isotopic data // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8, № 3. P. 445–448.
- [7] Le Bas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic-rocks based on the total alkali silica diagram // *Journal of Petrology*. 1989. V. 27. P. 745–750.
- [8] Herzberg C., Asimow P.D. Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. Q09001. doi:10.1029/2008GC002057.
- [9] Pilet S., Baker M.B., Stolper E.M. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas // *Science*. 2008. V. 320. P. 916–919.



ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ПАЛЕОАЗИАТСКАЯ И ПАЛЕОТИХООКЕАНСКАЯ ТЕКТНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

И.М. Дербекко

Благовещенск, Институт геологии и природных ресурсов СО РАН, derbeko@mail.ru

Формирование Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) есть следствие закрытия одноименного океанического бассейна (МОБ). По определению Л.М. Парфёнова с соавторами (1999) МООП является осевой структурой Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), значит, он является представителем палеоазиатской тектонической области. Но его восточное окончание суть совмещения в пространстве и времени двух суперструктур: Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов. Следовательно, восточное окончание МООП является Монголо-Охотским сектором Тихоокеанского складчатого пояса. Какие структуры пояса принадлежат этим тектоническим областям, какая часть пояса эволюционировала в зависимости от акватории Тихого океана?

Установлено, что МООП окончательно сформировался в конце мезозоя, но в результате кайнозойских тектонических событий он был разделен на два фланга: западный и восточный [4]. Согласно последним исследованиям [2], к структуре ВФ МООП можно отнести следующие террейны: Тукурингра-Джагдинский, Ниланский, Тугурский и Ульбанский. Первые три террейна родственны по вещественному составу и периодам осадконакопления, они также коррелируются по идентичным органическим остаткам. Ульбанский террейн по времени накопления осадков (Т₃-J) близок к этим террейнам, но его образования более сопоставимы с глубинными океаническими породами, а в акватории МОБ в этот период накапливаются породы мелководных фаций. Также установлено, что Ланской и Галамский террейны, Баладекский выступ являются составляющими южного обрамления Сибирского кратона [2], в пределах которого сформированы Удско-Мургальская (УМВС) и Селитканская (СВС) вулканические структуры. С началом становления УМВС (Т₃), на образованиях южного обрамления Сибирского кратона формируется преддуговой прогиб – Тормский (?) бассейн. В настоящее время он представлен разрозненными составляющими: Торомским, Удским, Унья-Бомским и Малотындинским бассейнами. Их разрезы содержат идентичные фаунистические остатки, свидетельствующие о регрессивных или прогрессивных процессах, происходящих в океане. В них фиксируется синхронный гетткан – синемюрский перерыв в осадконакоплении. Образование УМВС провоцировало не только расширение акватории (до 124-го меридиана): формирование Мало-Тындинского бассейна [5], но и изменение качества морской воды, что отразилось на составе органических остатков во всем бассейне. Породы основания УМВС по геохимическим характеристикам близки океаническим образованиям, а СВС (105–101 млн лет) слагают надсубдукционные образования, сформированные на континентальной окраине. Они образуют протяженную структуру СВ простирания, параллельную УМВС. По данным [8], этот период соответствует изменению направления движения океанической плиты с северного на западное с почти не измененной скоростью движения.

Формирование МОБ началось с излияния базальтов с возрастом 479 ± 7.6 млн лет [9]. С этого времени и почти до конца силура формируется офиолитовая ассоциация, далее бассейн пополнялся осадочными и вулканогенными образованиями, что завершилось на востоке в конце J₁- начале J₂. С этого времени происходит воздымание океанического дна, предшествующее субдукционным процессам (149–122 млн лет), которые сопровождалась магматическими событиями в обрамлении ВФ МООП [3]. Вещественный состав магматических комплексов подтверждает, что начиная с конца юры в регионе происходили синхронные магматические события, продуцируемые субдукцией океанической коры под южное обрамление Сибирского кратона и северное обрамление Северо-Китайского кратона. Породы магматических комплексов идентичны по вещественному составу, но различаются по изотопным данным, что объясняется их локализацией в кратонах, сложенных на юге образованиями рифейской складчатости, на севере

– раннепротерозойскими. А 119–97 млн лет назад начинаются коллизионные события, которые сыграли завершающую роль в формировании орогена. Они сопровождались синхронным формированием бимодальных комплексов. Но все эти комплексы ограничены в распространении на восток: на севере – структурами Охотско-Корякского орогенного пояса (ОКОП), а на юге – структурой Бурей-Цзямусинского супертеррейна (БЦС).

БЦС граничит на севере с МООП, а на западе с Южномонгольско-Хинганским орогенным поясом (ЮМХОП) или Мудандзянь-Илан сутурой по [7], который отделяет его от Аргунского супертеррейна. Есть мнение, что в позднем мезозое шовная зона этих трех структур амальгамировалась магматическими породами. Но прецизионные данные по геохронологии и вещественному составу магматитов [1] и серии палеомагнитных данных [7] отрицают этот факт. Согласно современным палеомагнитным данным установлено, что от раннего палеозоя до позднего мезозоя из-за субдукционных процессов Палеотихоокеанской плиты БЦС претерпевал как воссоединение, так и разрыв с обрамляющими его структурами [7]. Палеоконтинентальные реконструкции подтверждали, что БЦС и ЮМХОП объединились в позднем силуре (около 420 млн лет назад) в результате конвергенции и закрытия вдоль ЮМХОП. Но 250–210 млн лет назад блоки раскололись вдоль этой же сuture [7] и образовался локальный океанический бассейн: «Океан Муданьцзянь». Об этом свидетельствует наличие в пределах сuture реликтов океанической коры: подушкообразные метабазалты и метагаббро. Также установлено, что детритовые цирконы P_{2-3} из песчаников, контактирующих с ЮМХОП и БЦС, резко различны. Значит, эти структуры к началу триаса были удалены друг от друга, из чего следует: после окончательного сближения ЮМХОП и БЦС в конце силура, на границе пермь – триас произошел раскол и открылся бассейн Муданьцзянь уже как ответвление Палеотихого океана [7]. По данным [6], Муданьцзянская океаническая плита в средней юре имела двунаправленную субдукцию (запад – восток), которая сопровождалась формированием надсубдукционных вулканитов. На территории БЦС (Россия) надсубдукционные вулканиты представлены тремя комплексами, начало формирования которых фиксируется по накоплению туфогенно-осадочной покровной фации в интервале готерив – апт. Вулканические покровы: поярковский (117–107 млн лет) и станолырский (111–105 млн лет) формировались в условиях активной континентальной окраины на коре мощностью более 30 км, породы бурундинского комплекса (111–105 млн лет) – в условиях островной дуги на коре мощностью менее 10 км. Субдукцию подтверждают результаты сейсмического профиля глубокого заложения, пересекающего этот контакт [7]. Авторы считают, что в юрский период «кочующий БЦС» вновь пристыковался к интегрированной структуре северо-востока Китая Мудадзянь–Илан сутуры (ЮМХОП). И эти процессы обусловлены западной субдукцией Палеотихоокеанской плиты (Изанага). Но период J_2 – J_3 не отражен в каких-либо магматических процессах на территории БЦС. Данная схема не объясняет, почему начиная с границы валанжин – готерив (135 млн лет) и до альба здесь происходили интенсивные магматические события.

По данным [8], около 135 млн лет назад резко изменилось направление и скорость субдукции плиты Изанага под восточную окраину еще разрозненного Азиатского континента. Это выразилось в активной субдукции Мудадьзанского бассейна под БЦС. Установлено [7], что в интервале ранний – средний триас Северо-Китайский кратон, двигаясь в северном направлении, непрерывно вращался против часовой стрелки. Если динамика вращения сохранилась до J_3 – K_1 , то, согласно кинематическому закону, вращение Северо-Китайского кратона провоцировало вращение БЦС в обратном направлении: по часовой стрелке, поэтому в современном положении Бурундинская островная дуга оказалась на севере супертеррейна. И только после окончания магматической активности (105 млн лет) и закрытия Мудадьзанского бассейна БЦС мог аккретировать к южной границе МООП.

Палеоазиатская тектоническая область МООП характеризуется классическими геодинамическими событиями, которые сопровождают формирование орогена: воздымание океанической коры – субдукция – коллизия. Тихоокеанская тектоническая область характеризуется близкими по времени, но асинхронными (не связанными между собой) геодинамическими событиями.

[1] Дербек И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. 2010. № 3. С. 70–77.

[2] Дербек И.М. Положение Унья-Бомского террейна в структуре Монголо-Охотского орогенного пояса // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. М.: ГЕОС, 2024. Т. 1. С.128–133.

[3] *Derbeko I.M.* Late Mesozoic granitoid magmatism in the evolution of the Eastern Flank of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt (Russia) // Minerals. 2022. V. 12, № 11. 1374.

- [4] *Derbeko I.* The Influence of an interdependent structures on the Post-Mesozoic evolution of the Eastern Flank of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt // *International Journal of Geosciences*. 2022. V. 13, № 6. P. 464–482.
- [5] *Derbeko I.M., Kirillova G.L., Bugdaeva E.V., Markevich V.S.* The role of Mesozoic geodynamic events in formation of sedimentary basins on the framing of the Eastern Mongol-Okhotsk orogenic belt // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2021. V. 12, № 4. P. 851–864.
- [6] *Dong Y., He Z.H., Ren Z.H., Ge W.C., Yang H., Ji Z., He Y.* Formation of the Permian Taipinggou igneous rocks, north of Luobei (Northeast China): implications for the subduction of the Mudanjiang Ocean beneath the Bureya–Jiamusi Massif // *International Geology Review*. 2017. V. 60, № 10. P. 1195–1212.
- [7] *Liu Y., Weimin Li, Ma Y., Feng Z., Guan Q., Li S., Chen Z., Liang C., Wen Q.* An orocline in the eastern Central Asian Orogenic Belt // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 221. 103808.
- [8] *Maruyama Sh., Seno T.* Orogeny and relative motions: Example of the Japanese Islands // *Tectonophysics*. 1986. V. 127, № 3/4. P. 305–329.
- [9] *Shevchenko B.F., Popeko L.I., Didenko A.N.* Tectonics and evolution of the lithosphere of the eastern fragment of the Mongol-Okhotsk orogenic belt // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5, № 3. P. 667–682.



СТРУКТУРА МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ

А.Н. Диденко^{1,2}, М.Ю. Носырев², Г.З. Гильманова²

¹ Москва, Геологический институт РАН, gin@ginras.ru

² Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, itig@itig.as.khb.ru

Впервые обоснование Амурской литосферной плиты было дано в конце 70-х годов прошлого века в работах Л.П. Зоненшайна с соавторами. Наиболее полный анализ ее существования на основе анализа сейсмических, в первую очередь, и других геолого-геофизических данных был представлен в монографии Л.П. Зоненшайна и Л.А. Савостина «Введение в геодинамику» [5]. На протяжении прошедших более сорока лет опубликованы десятки работ, в которых авторы обращались как к проблеме реальности существования Амурской литосферной плиты как таковой, так и к обоснованию ее границ. И если проблема существования отдельной Амурской литосферной плиты с использованием современных GPS-данных практически решена, то положение ее границ остается до сих пор дискуссионным, в литературе рассматриваются как минимум десять вариантов ее границ [1, 3, 7; и др.].

Изучение границ современных литосферных плит, в первую очередь континентальных, и строения последних показало их неоднородность и неоднозначность. Нередко границы плит представлены линейными зонами, состоящими из блоков и микроплит, образующих пояса торшения и дробления земной коры [2]. Границы плит определяются в основном по современной сейсмичности, преимущественно по эпицентрам очагов коровых землетрясений, геологическим и геодезическим данным. Этот способ выделения литосферных плит – по сути, является двухмерным, но литосферная плита это трехмерный объект, и ее глубинные границы должны определяться другими геофизическими методами, например при помощи построения плотностных и магнитных моделей глубинного строения литосферных плит на основе анализа гравитационного и магнитного полей.

Ранее Ю.Ф. Малышевым с коллегами были построены плотностные модели глубинного строения Амурской литосферной плиты [3, 6]. Что же касается магнитной модели ее глубинного строения, то они, насколько нам известно, отсутствуют, хотя для отдельных участков Амурской плиты были проведены расчеты глубин подошвы магнитоактивного слоя [4, 11, 12]. В настоящей работе предпринята попытка восполнить этот пробел путем построения карты глубин подошвы магнитоактивного слоя для всей Амурской плиты и ее обрамления.

Определение нижней границы магнитоактивного слоя земной коры (CPD) на основе спектрального анализа аномального магнитного поля является одной из составляющих общего комплекса глубинных исследований. Расчет и интерпретация CPD важны как с точки зрения структурно-тектонических построений, так и в связи с изучением теплового потока Земли. Нам представляется актуальной разработка модели CPD территории Амурской плиты и ее обрамления для оценки проявления ее границ с точки зрения изменения нижней границы магнитоактивного слоя, оценки особенностей пространственного распределения данного параметра в связи с тектоническим строением территории и некоторыми глубинными характеристиками.

Основой проведенных нами расчетов глубин магнитных источников в земной коре Амурской литосферной плиты явился метод [9], модернизированный в [10], и глобальная модель магнитного поля Земли – EMAG2v3 [8]. Вычисления выполнены в скользящем окне размером 200×200 км с перекрытием в 100 км. По площади Амурской плиты и прилегающих территорий расчеты были проведены для 623 окон-квадратов, 259 из которых находятся непосредственно в границах плиты. Учитывая то, что модель EMAG2v3 представлена трансформацией на высоту 4 км относительно, в расчеты глубин магнитных источников были введены соответствующие поправки.

Расчеты глубин магнитных источников собственно Амурской плиты показали следующее: 1) абсолютные отметки кровли магнитоактивного слоя варьируются от 6.2 до 13.7 км при среднем 10 ± 2 км. Минимальные глубины кровли наблюдаются для южной части плиты в пределах Японского моря; 2) абсолютные отметки подошвы магнитоактивного слоя варьируются от 13.4 до 38 км при среднем 24.5 ± 5 км. Максимальные глубины подошвы наблюдаются для центральной (бассейн Сунляо, Малый Хинган) и юго-восточной (Японские острова) части плиты. Наиболее приподнятые участки подошвы магнитоактивного слоя (поверхности Кюри) наблюдаются на северо-западе, севере и востоке – в зонах взаимодействия Амурской плиты с Тихоокеанской на востоке и Евразийской на северо-западе и севере. Проведено сопоставление рассчитанной карты глубин подошвы магнитоактивного слоя с данными по сейсмичности и тепловому потоку.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00023). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение госзадач ГИН РАН (тема № FMMG-2023-0010) и ИТиГ ДВО РАН (тема НИР № 121021000095-1).

- [1] Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 2. С. 299–311.
- [2] Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
- [3] *Глубинное строение и металлогения Восточной Азии* / Ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
- [4] Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З. Тепловая структура Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий по данным спектрального анализа аномального магнитного поля // Доклады РАН. 2017. Т. 477, № 3. С. 352–356.
- [5] Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- [6] Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
- [7] Li S.H., Li C., Wang C.X. Boundaries of the Amurian Plate identified using multiple geophysical methods // Geosciences Journal. 2019. V. 24. P. 49–59. doi:10.1007/s12303-019-0011-1.
- [8] Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). Version 3 // NOAA National Centers for Environmental Information. 2017. doi:0.7289/V5H70CVX.
- [9] Spector A., Grant F.S. A Statistical model for interpreting aeromagnetic data // Geophysics. 1970. V. 35, № 2. P. 293–302.
- [10] Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie Point Depth Based on Spectrum Analysis of the Magnetic Anomaly Data in East and Southeast Asia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 461–470.
- [11] Wang J., Li C-F. Curie point depths in Northeast China and their geothermal implications for the Songliao Basin // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 163. P. 177–193. doi:10.1016/j.jseaes.2018.05.026.
- [12] Xiong S-Q., Yang H., Ding Y-Y., Li Z-K. Characteristics of Chinese continent Curie point isotherm // Chinese Journal of Geophysics. 2016. V. 59, № 6. P. 643–657. doi: 10.6038/cjg20161008.



ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАССИВА ОНГОНИТОВ АРЫ-БУЛАК (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.С. Дмитриева, И.С. Перетяжко, Е.А. Савина

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

Массив Ары-Булак является модельным объектом для изучения минералогии, геохимии, изотопии, условий и процессов формирования онгонитов – субэффузивных аналогов редкометалльных Li-F гранитов. Массив был открыт в 1975 г. и в дальнейшем неоднократно изучался (см. обзор публикаций в [1]). Здесь были впервые обнаружены экстремально обогащенные F и Ca породы, которые формировались в результате совместной кристаллизации несмесимых расплавов – онгонитового и флюоритового. При исследовании расплавных включений в кварце и топазе были получены доказательства гетерогенного состояния онгонитовой магмы, в которой сосуществовали фторидные (F-Ca, алюмофторидные) и силикатный несмесимые расплавы, в том числе аномально обогащенные Cs и As. В минералах детально изучались сингенетичные включения силикатных и фторидных расплавов, первичные флюидные включения с водными растворами P-Q типа, свойства которых использовались для оценок PT-параметров образования массива в субэффузивных (<800 бар) условиях. Предполагалось, что значительные тетраэдр-эффекты в нормированных к хондриту спектрах REE пород связаны с процессами фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в онгонитовой магме. Получены оценки длительности кристаллизации онгонитовой магмы при образовании пород массива, а по Rb-Sr изотопной системе определен их возраст – 141.6 ± 0.5 млн лет.

В настоящей работе представлены обобщенные данные по геохимии трех разновидностей пород массива: порфировых онгонитов, порфировых пород переходного типа и афировых пород (таблица).

Геохимические характеристики порфировых онгонитов соответствуют типу редкометалльных плюмазитовых гранитов по [2]. В породах фиксируются повышенные содержания крупноионных литофильных элементов (Li, Rb, Cs), некоторых высокозарядных (Nb, Ta, W) а также Ga и Sn относительно кларковых содержаний. Концентрация Cs превышает кларк в 20–32 раза, Li – в 5–15 раз, Rb – в 12–18 раз. В то же время содержание Sr (за исключением афировых разновидностей), Ba и элементов группы железа резко понижено. Вариации большинства примесных элементов в породах разного типа незначительны. Наиболее широкие диапазоны содержаний характерны для Rb (1784–2775 г/т), Li (163–476 г/т) и Sr (22–949 г/т).

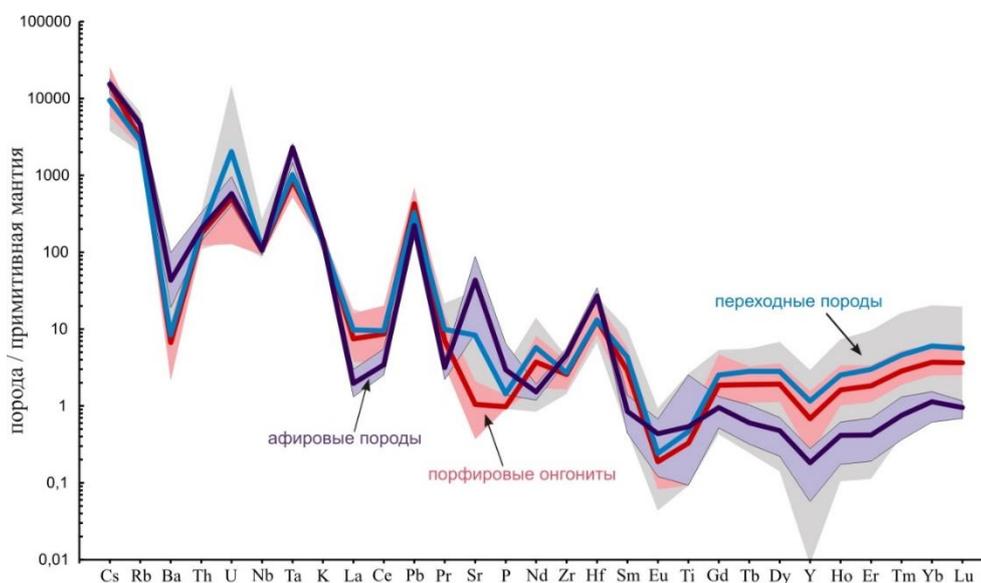
Порфировые онгониты наиболее обогащены Li, V, Ni, Zn и Pb. Породы переходного типа характеризуются значительными вариациями концентраций примесных элементов, но только среди них встречаются разновидности, максимально обогащенные REE, Y и U. В ряду от порфировых онгонитов к афировым породам увеличиваются концентрации Sr, Ba, Sn, Rb, W, Ta, Zr, Hf, Sc, Be, As и Sb и снижаются – Li, Pb, Zn. Содержание Sr, например, в переходных и порфировых породах составляет в среднем 20–160 г/т, а в афировых разновидностях увеличивается до 950 ppm. С увеличением Sr растет содержание Ba от 47 до 316 ppm. Концентрации Nb находятся на одном уровне, независимо от типа породы, и не превышают 75–81 г/т. Количество Ta и W увеличивается от 30–35 г/т в порфировых онгонитах до 95 и 66 г/т соответственно в афировых породах. Для афировых пород характерны также наиболее высокие концентрации Sn (129 г/т) и Zr (51 г/т).

Породы массива имеют низкую сумму REE (в среднем, $\Sigma REE < 45.7$ г/т) и $Y < 5.3$ г/т. Максимальные средние значения ΣREE характерны для пород переходного типа, а минимальные – для афировых. Все породы обогащены LREE (не менее 70–80 % от общего содержания) относительно HREE. Средние суммарные содержания LREE и HREE находятся в диапазонах 10.3–34.2 и 1.9–9.5 г/т соответственно.

Средние содержания (г/т) примесных элементов в породах

Породы Компонент	Порфиновые он- гониты (9)	±	Переходный тип (14)	±	Афировые по- роды (7)	±
B	31.8	12.0	34.4	18.6	80.1	63.1
Li	476	65.0	367	110	163	117
Be	8.11	1.93	13.6	13.0	13.3	0.54
Sc	2.93	0.59	5.61	1.65	18.9	0.00
Ti	40.9	5.77	37.2	11.2	48.5	0.00
V	37.4	80.8	1.79	1.17	2.16	0.00
Cr	18.2	5.59	14.0	7.16	29.9	0.00
Co	1.13	0.90	1.03	0.98	4.81	3.46
Ni	16.1	28.7	6.82	3.47	8.29	2.78
Cu	10.0	6.85	5.83	2.35	4.64	2.20
Cu	9.64	7.23	7.49	2.14	8.00	3.01
Zn	30.1	7.46	17.6	5.65	7.04	4.74
Zn	29.6	4.86	23.3	5.76	15.0	3.16
Ga	53.3	5.75	46.4	6.20	47.3	10.1
Ge	3.86	1.58	4.11	1.29	5.15	2.15
Ge	4.81	0.48	4.85	1.05	5.98	0.89
As	16.7	8.20	14.8	4.51	30.9	0.00
Rb	1911	271	1784	759	2775	483
Sr	22.0	13.0	158	162	949	693
P	106	67.6	132	73.6	274	143
Y	3.11	2.11	5.29	4.18	0.93	0.44
Zr	28.8	8.73	30.4	11.0	51.1	7.89
Nb	77.2	12.6	81.3	34.0	75.4	8.41
Mo	0.43	0.36	0.62	0.45	0.21	0.12
Mo	0.46	0.20	0.45	0.18	0.51	0.23
Sn	40.5	23.0	54.5	25.7	129	47.6
Sb	4.20	1.54	8.30	7.77	13.7	2.34
Cs	121	63.4	74.8	35.8	116	18.7
Ba	46.7	24.8	59.1	35.3	316	195
Hf	4.02	1.52	4.06	1.74	8.30	1.06
Ta	35.0	10.3	41.9	21.6	95.1	16.5
W	29.9	6.87	34.3	15.6	66.4	25.8
W	32.1	7.37	30.0	14.6	66.9	25.4
Tl	6.84	3.86	7.21	6.59	2.76	3.01
Tl	8.46	1.58	8.38	3.22	11.0	2.71
Pb	30.2	8.31	23.6	5.33	15.2	7.67
Pb	28.6	4.93	24.8	6.06	16.3	8.06
Th	14.8	3.75	16.1	4.74	16.5	5.33
U	10.6	5.77	42.8	79.9	11.4	4.00
Y	3.11	2.11	5.29	4.18	0.82	0.44
La	5.14	2.71	6.74	3.62	1.33	0.47
Ce	15.3	9.19	16.9	5.74	6.05	1.92
Pr	1.93	1.08	2.75	1.58	0.86	0.22
Nd	5.03	2.81	7.81	5.05	2.04	0.60
Sm	1.27	0.61	1.93	1.25	0.37	0.20
Eu	0.03	0.02	0.04	0.04	0.07	0.03
Gd	1.11	0.71	1.51	0.96	0.56	0.23
Tb	0.21	0.09	0.31	0.19	0.06	0.03
Dy	1.42	0.70	2.09	1.50	0.35	0.12
Ho	0.26	0.13	0.41	0.34	0.07	0.03
Er	0.88	0.42	1.45	1.24	0.20	0.09
Tm	0.21	0.09	0.34	0.32	0.06	0.02
Yb	1.83	0.64	2.98	2.62	0.55	0.17
Lu	0.27	9.10	0.42	0.36	0.07	0.01

Примечание. В скобках указано количество анализов, по которым получены средние значения и стандартные отклонения элементов-примесей по данным ICP MS. Жирным курсивом выделены концентрации B, Cu, Zn, Mo, W, Tl и Pb по данным количественного спектрального анализа 16 проб порфириновых онгонитов, 22 проб пород переходного типа и 11 проб афировых пород.



Нормированные к примитивной мантии мультиэлементные распределения пород массива Ары-Булак.

Онгониты и порфировые породы переходного типа характеризуются близкими по форме нормированными мультиэлементными распределениями (рисунок) с хорошо выраженными максимумами Cs, Rb, U, Ta, Pb, Hf. Нормированные распределения примесных элементов всех пород имеют отчетливые минимумы Ba, La-Ce, Eu-Ti и менее выраженные отрицательные аномалии Nb и Y. Отрицательная Eu-аномалия характерна для порфировых онгонитов, переходных порфировых пород и менее выражена для афировых пород (значение Eu/Eu^* повышается от 0.10 до 0.51). Афировые породы по сравнению с онгонитами и порфировыми породами переходного типа обогащены Sr, Ba, Sn, As, Sb, W, Ta, Zr, Hf, Be, Sc, Ge, но содержат меньше Li, Pb, Zn, Y и суммы REE.

Работы выполнялись при поддержке программы ФНИ 0284-2021-0006.

- [1] Пертяжко И.С., Савина Е.А., Дмитриева А.С. Породы массива онгонитов Ары-Булак: взаимосвязи между геохимическими особенностями, минерально-фазовыми ассоциациями и процессами образования // Петрология. 2024. Т. 32, № 3. С. 314–343.
- [2] Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.



ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ПАССИВНОЙ СЕЙСМИКИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ РАЗРЕЗА

А.А. Добрынина^{1,2}, В.А. Саньков¹, И.В. Буддо¹, И.А. Шелухов¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, cher@crust.irk.ru

² Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru

В работе рассматривается применение методов пассивной сейсмологии (метод спектральных отношений амплитуд горизонтальных и вертикальной компонент микросейсмических шумов Накамуры (H/V-отношения) [1] и модификация метода микросейсмического зондирования (ММЗ) [2]) для картирования и изучения вертикальных неоднородностей среды на примере бугров пучения. Преимуществами указанных методов являются их быстрота и относительная дешевизна, по сравнению с обычными геофизическими подходами. В работе [3] показано, что на земной поверхности над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды уменьшаются (отношение H/V увеличивается), а над низкоскоростными – возрастают (отношение H/V уменьшается). Частоты f экстремумов кривой H/V связаны с глубиной H и соответствующей скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ соотношением $H \approx 0.4 \cdot V_R(f)/f$.

Для проведения измерений применялся комплект аппаратуры, состоящий из регистратора «Байкал-7HR» и сейсмометра СМЕ-4211. Замеры микросейсмических шумов проводились на профилях, пересекающих бугры пучения, расстояние между пунктами измерения не превышало 60 м, время регистрации – не менее 30 мин. Всего было сделано четыре профиля: один профиль общей длиной ~760 м, проходящий по оси расположения бугров пучения, и три коротких профиля, пересекающие бугры пучения вкрест основному профилю. Для обработки сигналов и построения разрезов использовалась программа «GEOPSY» [4].

Анализ горизонтальных неоднородностей исследуемого района выполнялся с помощью двумерных разрезов (диаграмм) H/V-отношений. Двумерные разрезы по выбранным профилям строились в отдельных частотных диапазонах (весь разрез и верхняя часть) путем осреднения индивидуальных кривых HV-отношений с учетом расстояния между точками измерений.

Для выделения субвертикальных неоднородностей использовались оба метода: метод спектральных H/V-отношений и модифицированный метод ММЗ. Так как при прохождении профилей опорной точки, необходимой для работы методом ММЗ, не было, для качественной оценки распределения скоростей сейсмических волн использовался средний спектр вертикальной компоненты для каждого профиля, на который нормировались спектры из каждого пункта измерений. Эта модификация не дает значений скоростей сейсмических волн, но позволяет оценить их относительные вариации в пределах одной структуры.

Полученные двумерные диаграммы H/V-отношений для всех профилей отражают слоистое строение верхней части разреза. На общем профиле отчетливо выделяются четыре основных слоя: верхний осадочный, фундамент и два промежуточных слоя, отличающихся по скоростным характеристикам. Диаграмма H/V-отношений свидетельствует о том, что скоростной разрез неоднороден – в разрезе присутствуют горизонтальные и вертикальные неоднородности, согласующиеся с залеганием различных слоев и с положением зон разломов. При этом зоны разломов соответствуют пониженным значениям H/V-отношений. Помимо этого, в разрезе над близвертикальными нарушениями фундамента наблюдаются обширные низкоскоростные аномалии, залегающие в более плотных вмещающих породах. Такие же аномалии наблюдаются при детальном рассмотрении близповерхностных слоев на коротких профилях, пересекающих бугры пучения.

Расчеты скоростей и глубин залегания различных слоев рассчитаны, исходя из скорости верхнего слоя и примерного положения фундамента, так что эти цифры могут меняться при уточнении скоростной модели или состава пород. Три основных слоя, а также слой, предположительно соответствующий границе многолетнемерзлых пород, и положения вертикальных и наклонных неоднородностей определены непосредственно по двумерному разрезу.

В целом, полученные разрезы можно охарактеризовать следующим образом:

- 1) верхний осадочный слой, представленный рыхлыми водонасыщенными грунтами, с максимальной толщиной до 6 м, скорости поперечных волн ~400 м/с;
- 2) фундамент, представленный плотными коренными породами, крыша залегает на глубинах ~900 м. Фундамент неоднороден, в отдельных пунктах измерений наблюдаются вертикальные нарушения, проходящие через фундамент и прослеживающиеся в промежуточном слое;
- 3) промежуточный слой, расположенный на глубинах от 6 до 610 м со средними скоростями поперечных волн ~2500 м/с, визуально делится на два слоя – первый слой, скорее всего, представлен многолетнемерзлыми породами, второй расположен на глубинах от 50 до 225 м (вероятно, представленный уплотненными породами – песками, суглинками, галечниками) и может быть разнородной композицией пород;
- 4) слой на глубинах от 610 до 900 м лежит на поверхности фундамента и представлен более плотными породами.

Верхняя часть разреза также нарушена вертикальными (в нижней части) и наклонными (в верхней) неоднородностями, которые протягиваются от нарушений в фундаменте до поверхности и совпадают с положением бугров пучения на поверхности. Эти неоднородности могут проводить относительно нагретые флюиды (жидкости и газы) из фундамента к поверхности и являться причиной возникновения бугров пучения.

Под отдельными измерительными пунктами основного профиля, а также для всех коротких профилей, проходящих через бугры пучения, в промежуточном слое наблюдаются ослабленные, менее плотные области, совпадающие с вертикальными неоднородностями, секущими фундамент. Можно предположить, что эти области представляют собой подводящие каналы.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что методы пассивной сейсмологии являются эффективным и экономичным инструментом изучения строения и структуры горизонтальных и субвертикальных геологических объектов на малых глубинах.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

- [1] Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface: Quarterly Reports // Railway Technical Research Institute. 1989. V. 30. P. 25–33.
- [2] Горбатилов А.В., Ларин И.В., Моисеев Е.И., Беляшов А.В. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения погребенной трубки взрыва // Доклады РАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 526–530.
- [3] Горбатилов А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96–112.
- [4] *Geophysical signal database for noise array processing* // Copyright 2002–2011 by Marc Wathelet (marc@geopsy.org).



ДЕТРИТОВЫЕ ГРАНАТ И ЦИРКОН ИЗ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИЛЮЙ (ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

К.А. Докукина¹, А.В. Зайцев¹, И.А. Бакшеев²

¹ Москва, Геологический институт РАН, dokukina@mail.ru

² Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

Изученные нижнепалеозойские отложения вскрыты локально в серии обнажений в среднем течении рек Вилюй, Ыгыатта и Моркока, в верхнем и среднем течении р. Марха, а также в их притоках. На остальной части территории они перекрыты более молодыми отложениями. Рассматриваемый район расположен на северо-западном краю Вилюйской синеклизы и граничит с Непско-Ботуобинской антеклизой на западе и Сюгджерской седловиной на севере.

Изученный фрагмент разреза сложен холомолохской (верхний кембрий) и балыктахской (верхний кембрий – нижний ордовик) свитами. Породы холомолохской свиты представлены зеленовато-серыми, в разной степени доломитистыми известняками и доломитами с примесью кварца, оолитовыми грейнстоунами, плоскогалечными известковыми и доломитовыми конгломератами, а также пестроцветными песчаными доломитами со стяжениями сульфидов и трещинами усыхания [1]. Балыктахская свита охватывает интервал от верхнего кембрия до низов ордовика и представлена розовато-зеленовато-серыми доломитистыми мадстоунами с примесью кварца, розовато-зеленовато-серыми доломитистыми известняками, в верхней части обнажения переходящими в чередование желтовато-серых песчаных доломитов и ржаво-буро-охристых слабосцементированных мелко- и тонкозернистых песчаников и алевролитов [1].

Изучение состава детритового циркона, граната, турмалина и хромшпинелидов производилось в пробе из холомолохской свиты верхнего кембрия и двух пробах из балыктахской свиты (нижний ордовик).

Основным тяжелым минералом во всех изученных пробах является гранат. Учитывая большое количество хорошо сохранившегося граната в тяжелой фракции изученных проб, можно предполагать, что преимущественно разрушению подвергались коренные, а не переотложенные породы.

Состав граната достаточно разнообразен, представлен четыре группами и характеризует различные источники сноса. Дискриминация проводилась по диаграммам [2, 3].

Гранат группы I с включениями Zrn, Qtz, Rt и Ilm характеризуется достаточно высоким содержанием альмандина ($Alm > 50$ мол. %) и пирропа ($Prp > 20$ мол. %). Составы граната отвечают осадочным породам, чарнокитам и магматическим породам среднего и кислого состава, метаморфизованным в условиях гранулитовой фации.

Железистый гранат группы II характеризуется высоким содержанием Alm (> 65 мол. %) при невысоком содержании Prp (< 20 мол. %); кроме того, в большинстве составов повышено содержание спессартина ($Sps 0.37–8.80$ мол. %). Гранат содержит включения Ilm, Zrn, магнетита, турмалина, Qtz, Rt, окислов железа. Составы граната группы II отвечает гранату из метаосадков амфиболитовой фации метаморфизма. Поскольку составы граната второй группы обогащены марганцем, также предполагается образование граната в составе среднекислых магматических пород. Таким образом источником граната могли являться гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма и амфиболиты.

Гранат группы III заметно обогащен гроссуляром ($Grs > 10$ %) при высоком содержании Alm (40–69 мол. %) и широких вариациях Prp (3.8–38 мол. %). Он содержит включения Zrn, Qtz, Rt, Ilm, Amp, Vt, фосфатов редких земель. Гранаты группы III по содержанию пирропового компонента можно разделить на две подгруппы: IIIa с $Prp > 10$ мол. % и IIIb с $Prp < 10$ мол. %.

Гроссуляровый гранат с повышенным содержанием магния подгруппы IIIa – это самый распространенный тип граната в исследованных пробах, который характеризует составы грана-

тов из высокометаморфизованных базитов. На диаграммах составы граната попадают в поля высокобарных эклогитов, мафических гранулитов и амфиболитов, сформировавшиеся при *PT*-условиях перехода между гранулитовой и амфиболитовой фациями. Гранат III группы с низким содержанием магния (подгруппа IIIb) связывается с метаосадками амфиболитовой фации метаморфизма или амфиболитами.

Гранат группы IV характеризуется высоким содержанием Sps (>10 мол. %) и содержит включения Qtz, Chl, пирротина, Pm, Ep, Ga, Zrn, Cal. Поскольку составы граната группы IV типа богаты спессартиновым компонентом, предполагается образование граната в составе среднекислых магматических пород или метаосадков амфиболитовой фации метаморфизма.

Гранаты четырех выделенных групп присутствуют во всех пробах. В пробе холмолохской свиты (VY10/16) преобладает гранат подгруппы IIIa, а гранаты I, II групп и IIIb подгруппы распределены примерно равномерно. Гранат IV группы здесь наименее распространен. Пробы из балыктахской свиты (VY20/16 и VY21/16) примерно в равном количестве сложены зернами граната II, III и IV групп с незначительной примесью граната группы I и повышенным содержанием спессартинового граната IV группы в пробе VY21/16 относительно всех остальных проб.

Методом LA-ICPMS в Геологическом институте РАН (г. Москва) было проведено U-Pb-Th датирование 273 зерен циркона (93 из холмолохской и 178 из балыктахской свит). Циркон представлен округлыми, реже удлинено-округлыми и удлиненными зональными и незональными зернами размером 0.5–0.2 мм. В трех изученных пробах преобладает циркон магматического генезиса, представленный зернами с осцилляторной зональностью. Эти зерна характеризуются высокими Th/U отношениями (>0.1 и достигает 1.7). Среди метаморфических и предположительно метаморфических цирконов в изученных пробах диагностируются зерна с "fir-tree" и "soccer ball" зональностью, а также незональные или пятнистые зерна.

Возрастной спектр изученных цирконов колеблется в пределах от кембрия до архея.

В пробе из холмолохской свиты (VY10/16) полученные значения возраста отчетливо разделяются на четыре популяции, имеющие пики: 555 млн лет (венд – кембрий – 26 % выборки), 845 млн лет (неопротерозой – 45 %), 1361 млн лет (ранний мезопротерозой – 12 %), 1919 млн лет (средний палеопротерозой – 19 %). Также несколько зерен циркона дали возраст с пиком 2490 млн лет (ранний палеопротерозой – 2 %).

В песчаных доломитах и песчаниках балыктахской свиты в пробе VY20/16 выделяется четыре популяции цирконов: 551 млн лет (венд – кембрий – 6 %), 893 млн лет (неопротерозой – 17 %), 1882 млн лет (средний палеопротерозой – 67 %) и 2615 млн лет (неоархей – 10 %). В отличие от пород холмолохской свиты, в данной пробе отсутствуют цирконы верхов неопротерозоя и самого древнего палеопротерозойского возраста. Мезопротерозой представлен пятью зернами, имеющими возраст от 1026 до 1295 млн лет. Палеопротерозойская популяция (пик 1882 млн лет) является доминирующей в данной пробе.

В образце VY21/16 из балыктахской свиты зерна циркона имеют более древние значения возраста. Циркон представлен тремя основными популяциями, имеющими пики: 805 млн лет (неопротерозой – 17 %), 1890 млн лет (средний палеопротерозой – 70 %) и 2860 млн лет (архей – 13 %).

Проба из холмолохской свиты (VY10/16) представлена более молодой ассоциацией зерен. Здесь доминируют цирконы неопротерозойского возраста (845 млн лет – 45 %). Хромшпинелиды установлены только в пробе VY10/16. На дискриминационной диаграмме состав шпинели ложится в поля перидотитов передовых дуг [4]. По наличию хромистой шпинели в пробе VY10/16 и преобладающему неопротерозойскому возрастному пику циркона ~850–900 млн лет, отсутствующему в других пробах, можно предполагать, что разрушались неопротерозойские мафит-ультрамафитовые породы задугового бассейна. Предполагается, что обогащение проб цирконами неопротерозойского возраста может быть связано с размывом неопротерозойских комплексов, которые располагались к югу от Сибирского кратона [5].

Наибольшее количество датированных метаморфических цирконов имеют палеопротерозойский возраст. Также метаморфические события фиксируются на границе архея и палеопротерозоя, несколько зерен отвечают архею. В совокупности по этим данным можно предположить, что основным источником циркона и граната в холмолохской и балыктахской свитах были магматические и метаморфические породы архей-палеопротерозойского фундамента платформы.

Работа выполнена согласно плану научных исследований ГИН РАН (проект № 0135-2019-0077).

- [1] Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Буякайте М.И., Дронов А.В. С-О-Sr-S-изотопная геохимия и хемотратиграфическая корреляция ордовикских отложений вилюйской структурно-фациальной зоны, Сибирская платформа // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 6. С. 1–27.
- [2] Mange M.A., Morton A.C. Geochemistry of heavy minerals in use // Developments in Sedimentology. 2007. V. 58. P. 345–391.
- [3] Knierzinger W., Wagreich M., Kiraly F., Young Lee E., Ntaflou T. TETGAR_C: a novel three-dimensional (3D) provenance plot and calculation tool for detrital garnets // Journal of Geosciences. 2019. V. 64. P. 127–148.
- [4] Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Ibid. 1984. V. 86. P. 54–76.
- [5] Gladkochub D.P., Motova Z.L., Donskaya T.V., Khubanov V.B., Sizov A.V. Cambrian/Ordovician boundary as a milestone in the sedimentation history of the southern Siberian craton: Evidence from U-Pb dating of detrital zircons // Journal of Asian Earth Sciences. 2022. V. 8. 100107.



ДОКОЛЛИЗИОННАЯ ИСТОРИЯ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА: ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД КОМПЛЕКСА ОЛЬХОН

Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, А.М. Мазукабзов¹, Е.В. Скляр¹,
У.С. Ефремова¹, А.В. Лавренчук², Е.И. Демонтерова¹

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 располагается в северном сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса и является частью раннепалеозойского Прибайкальского коллизионного пояса, протягивающегося вдоль южной границы Сибирского кратона [1]. Внутренняя структура Ольхонского террейна представляет собой коллизионный коллаж отдельных блоков (пластин, зон), которые отличаются друг от друга по возрасту, составу пород, степени метаморфической переработки и геодинамической природе. Объединение всех этих блоков в единый террейн произошло в период от 500 до 460 млн лет и связано с крупномасштабными аккреционно-коллизионными событиями, проявившимися в этот период вдоль южной окраины Сибирского кратона (обзоры в [2–8]). В последние годы большое внимание было уделено изучению доколлизии истории Ольхонского террейна, что позволило выделить в его пределах фрагменты палеопротерозойского, неопротерозойского, в том числе эдиакарского, и кембрийского возраста [6–11].

Одним из широко распространенных комплексов пород в пределах зон Анга-Сахюрты, Зундук и Чернорудской Ольхонского террейна являются метаморфические породы, объединенные в комплекс Ольхон, или «пестрый» комплекс [4, 6]. Породы этого комплекса включают в себя мраморы и мраморные меланжи, кварциты, ортосланцы, метавулканиды, амфиболиты. С породами комплекса Ольхон в зоне Анга-Сахюрты пространственно ассоциируют метагабброиды и метагипербазиты, которые интерпретируются как фрагменты офиолитов [12]. Возраст протолитов метаморфических пород комплекса Ольхон оценивался до настоящего времени как неопротерозойский (624–637 млн лет) на основе возраста протолитов двупироксеновых гранулитов Чернорудской зоны, образованных по вулканитам основного состава [8], и возраста протолитов эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев, распространенных в зоне Зундук [6, 7]. Отметим, что и гранулиты, и сланцы, для которых получены оценки возраста, образуют отдельные пластины в пределах Чернорудской зоны и зоны Зундук, поэтому нет полной уверенности в их генетической связи с остальными породами комплекса Ольхон на всех участках.

С целью более детального изучения пород, объединяемых в единый комплекс Ольхон в разных зонах Ольхонского террейна, а именно в зонах Анга-Сахюрты и Зундук, были проведены детальные петрографические, геохимические и геохронологические исследования пород визуальнo зеленого цвета, образующих тела (прослой) среди мраморов и кварцитов зоны Анга-Сахюрты и мраморов зоны Зундук.

Первый изученный участок располагается в зоне Анга-Сахюрты Ольхонского террейна. Здесь среди мраморов и кварцитов комплекса Ольхон отмечены тела видимой мощностью до 50 см, сложенные скаполит-пироксен-плагиоклазовыми гнейсами зеленого цвета. Согласно классификации А.Н. Неелова [13] гнейсы по своему составу соответствуют карбонатистым или карбонатным алевролитам (содержание $\text{SiO}_2=52\text{--}62$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=11\text{--}13$ мас. %, $\text{CaO}=8\text{--}20$ мас. %, $\text{CO}_2=0.7\text{--}4.9$ мас. %). Породы обнаруживают слабофракционированные спектры распределения РЗЭ без европиевой аномалии ($(\text{La}/\text{Yb})_n=3.9\text{--}4.0$, $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.88\text{--}0.93$).

Для геохронологических исследований был отобран образец 21100 скаполит-пироксен-плагиоклазового гнейса. Из этого образца было выделено и проанализировано 143 зерна детритового циркона, для 134 зерен получены значения возраста с дискордантностью <10 %. Возраст большинства зерен детритового циркона в этой же пробе варьируется от 552 до 922 млн лет, возраст самого молодого детритового циркона составляет 552 ± 8 млн лет. На кривой относительной вероятности возраста отчетливо выделяются два максимума на отметках 622 и 782 млн лет.

Полученная оценка 622 млн лет близка возрасту протолитов двупироксеновых гранулитов Чернорудской зоны и эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев зоны Зундук [6–8], а оценка возраста 782 млн лет в пределах ошибки определения возраста может сопоставляться с возрастом разгнейсованных гранитов комплекса Усть-Зундук (807±9 млн лет) [6, 7]. Возраст самого молодого зерна немного древнее, чем возраст самых молодых зерен детритовых цирконов, зафиксированных в объединяемых в комплекс Шебарта гранат-биотитовых гнейсах и гранулитах зоны Анга-Сахюрты и Чернорудской зоны (522–537 млн лет), протолитами которых являлись терригенные породы полимиктового или грауваккового состава [5, 9].

Второй участок приурочен к зоне Зундук Ольхонского террейна. Здесь среди мраморов, относимых к комплексу Ольхон, зафиксированы тела мощностью от 20 см до нескольких метров, сложенные темно-зелеными кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами. Изученные сланцы обнаруживают концентрации $\text{SiO}_2=53\text{--}57$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=15\text{--}18$ мас. %, а также высокие содержания $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}=6.9\text{--}8.4$ мас. %, $\text{MgO}=3.3\text{--}6.7$ мас. %, $\text{K}_2\text{O}=9.5\text{--}12.0$ мас. %. Повышенные содержания $\text{MgO}>3$ мас. % и $\text{K}_2\text{O}>8$ мас. % в изученных биотитовых сланцах дают основание реконструировать присутствие пирокластического материала в протолите этих сланцев, а собственно протолиты классифицировать как вулканические туфы [14, 15]. Кроме того, повышенные содержания $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}$, MgO , K_2O в совокупности могут указывать на то, что пирокластический материал мог иметь щелочно-базальтовый или щелочно-андезиобазальтовый состав. Породы обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ, а также отсутствие европиевой аномалии $(\text{La}/\text{Yb})_n=6.5\text{--}9.5$, $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.90\text{--}0.97$.

Для геохронологических исследований был отобран образец 2211 кварц-полевошпат-биотитового сланца. В этом образце было изучено 35 зерен циркона, для всех зерен получены значения возраста с дискордантностью <10 %. Для 34 зерен циркона магматического генезиса с хорошо выраженной осцилляторной зональностью было зафиксировано унимодальное распределение на кривой относительной вероятности возраста с пиком на 564 млн лет. По тридцати четырем анализам был рассчитан конкордантный U-Pb возраст 563 ± 3 млн лет, который может быть проинтерпретирован как возраст протолита биотитовых сланцев (возраст вулканического туфа). Соответственно возраст накопления вмещающих карбонатных пород также можно оценивать как поздневендский.

Проведенные геохронологические исследования дают основание сделать вывод, что значительная часть пород, объединяемых в комплекс Ольхон, должна иметь возраст моложе 625 млн лет, т.е. их формирование имело место позднее, чем образование протолитов двупироксеновых гранулитов Чернорудской зоны и протолитов сланцев зоны Зундук, имеющих возраст 624–637 млн лет [6–8]. Эти метавулканиды формируют отдельные пластины в пределах Чернорудской зоны и зоны Зундук и поэтому могут быть исключены из комплекса Ольхон и объединены в отдельный островодужный комплекс.

Зона Анга-Сахюрты Ольхонского террейна представляет собой коллаж пород, объединенных в комплексы Шебарта и Ольхон, протолиты которых, считалось, имеют разный возраст: раннекембрийский (комплекс Шебарта) и неопротерозойский (комплекс Ольхон) [6, 9]. Новые данные, полученные по возрасту детритовых цирконов из скаполит-пироксен-плаггиоклазового гнейса комплекса Ольхон зоны Анга-Сахюрты, показывают, что возраст этих цирконов совпадает с возрастом обломочных цирконов из метатерригенных пород комплекса Шебарта этой же зоны [9]. Это позволяет сделать вывод, что протолиты пород обоих комплексов могли быть образованы в результате разрушения одних и тех же источников преимущественно неопротерозойского возраста. Такими источниками могут являться породы крупного неопротерозойского композитного супертеррейна, который был присоединен к краю Сибирского кратона на временном рубеже 600–610 млн лет [9, 16–18]. На основании возраста самых молодых зерен детритового циркона в породах комплексов Шебарта и Ольхон можно предположить, что формирование протолитов пород этих комплексов имело место в самом позднем венде – раннем кембрии в едином морском бассейне, обращенном от неопротерозойского супертеррейна в сторону Палеоазиатского океана. Начало формирования этого морского бассейна могло быть связано с глобальной трансгрессией, имевшей место в самом позднем венде – раннем кембрии и затронувшей всю южную часть Сибирского кратона и прилегающие области неопротерозойских супертеррейнов. В связи с тем, что с метаосадочными породами комплекса Ольхон пространственно ассоциируют метагабброиды и метагипербазиты с надсубдукционными геохимическими характеристиками [12], нельзя исключать, что этот бассейн мог эволюционировать в отшнурованный задуговый бассейн, возникший в результате заложения зон субдукции в Палеоазиатском океане (например, Еравнинской, Бирхинской островной дуг).

Вопрос об отнесении к единому комплексу Ольхон пород зоны Зундук, а именно мраморов, содержащих кварц-полевошпат-биотитовые сланцы, возраст протолита которых оценивается как 563 ± 3 млн лет, остается открытым и требует дальнейшего изучения. Однако так как сланцы подобного облика и состава не были отмечены среди пород комплекса Ольхон зоны Анга-Сахюрты, есть основания допускать, что формирование протолитов мраморов и сланцев зоны Зундук могло происходить в отдельном осадочном бассейне, не связанном с бассейном, где накапливались протолиты пород комплексов Ольхон и Шебарта зоны Анга-Сахюрты.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в ранее выделяемый в пределах Ольхонского террейна единый комплекс Ольхон могли быть объединены комплексы пород разного возраста, сформированные в разных геодинамических обстановках, что позволяет допускать еще более сложную доколлизийную историю Ольхонского террейна, чем это предполагалось ранее.

- [1] Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизийный метаморфический пояс // Доклады РАН. 2000. Т. 374, № 7. С. 1075–1079.
- [2] Бибикова Е.В., Карпенко С.В., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кириозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
- [3] Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизийной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.
- [4] 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.
- [5] 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, London. 2008. V. 165. P. 235–246.
- [6] 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 (>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.
- [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] Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н. U-Pb-изотопное датирование цирконов (SHRIMP-II) гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья // Доклады РАН. 2010. Т. 432, № 6. С. 797–800.
- [9] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Khubanov V.B., Demonterova E.I., Motova Z.L. Metaterrigenous Rocks of the Olkhon Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: U-Pb Zircon Age, Geochemical Characteristics, and Formation Models of Sedimentary Protoliths // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13, № 3. 0635.
- [10] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.
- [11] Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 141–155.
- [12] 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.
- [13] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [14] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.
- [15] Маслов А.В. Вулканические туфы, красноцветные и обычно окрашенные глинистые породы в разрезах верхнего рифея и венда Среднего и Южного Урала: сравнение литогеохимических характеристик // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 2. С. 122–143.

- [16] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [17] 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.
- [18] 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.



U-Pb ВОЗРАСТ МАФИЧЕСКИХ ВУЛКАНИТОВ В ЯМБУЙСКОМ БЛОКЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Н.А. Доронина¹, И.П. Падерин², Н.В. Родионов², А.В. Иванов³, Т.А. Гонегер¹

¹ Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, dna48@mail.ru

² Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Nickolay_Rodionov@vsegei.ru

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru

Индикаторную роль при реконструкции геодинамических режимов образования литосферы Земли играют базитовые комплексы. В Западном Забайкалье наиболее представлен комплекс мафических вулканитов, залегающий в асыннской свите Ямбуйского ксенолита в Турка-Курбинской структурно-фациальной зоне (рис. 1). Ранее вулканиты включались в состав свиты, возраст которой предполагался рифейским.

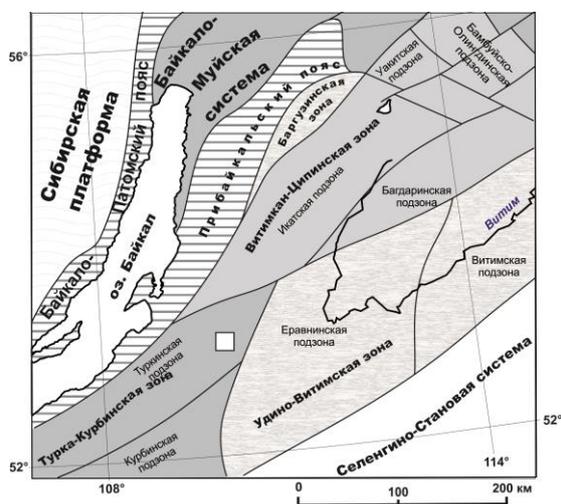


Рис. 1. Тектоническая схема Западного Забайкалья [1, 2]. Квадратом показано положение Ямбуйского ксенолита.

Асынскую свиту составляют сланцы и гнейсы биотит-кварц-плагиоклазовые с гранатом, андалузитом, с пачками доломитовых и известковых мраморов. Возраст свиты установлен палеонтологическим методом как пограничный между девонским и каменноугольным периодами, приблизительно 359 млн лет. По всему разрезу и всей площади свиты присутствуют прослои ортосланцев (амфиболитов) мощностью 0.1–15 м.

Амфиболиты тонкозернистые, состоят из полос контрастного состава мощностью от долей до 1 см. Контакты с вмещающими сланцами согласные через биотитсодержащие разности. Минеральный состав (об. %): амфибол (30–70) ± плагиоклаз (25–75) ± кварц (0–10) ± ильменит, гранат, редко реликты диопсида. Вторичные (менее 3 %): агрегаты титанита с рутилом, никелистый гётит, пентландит, редко биотит, хлорит, клиноцоизит-алланит, кальцит. Кварц присутствует как вторичный минерал, выполняющий миндалины и прожилки. Акцессорные: циркон, монацит. Структура нематогранобластовая, текстура линзовидно-полосчатая.

Химический состав ортосланцев отвечает базальтам, андезибазальтам, редко андезитам нормальной щелочности, низко- и умеренно калиевым. Одна проба (3522d) – пикробазальт (таблица). На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ поля составов перекрываются. Низко- и высокомагнезиальные амфиболиты присутствуют в одних и тех же обнажениях, макроскопически и по петрографии аналогичны. Породы отличаются магнезиальностью породобразующих амфиболов (ряд Fe-чермакита – актинолита $\text{Mg}\#$ от 0.4 до 0.8 и ряд паргасита – актинолита $\text{Mg}\#$ от 0.8 до 0.9) и железомagneзиальных слюд. По соотношению $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{FeO} + \text{TiO}_2) - \text{MgO}$ [3] низкомагнезиальные ортосланцы относятся к высокожелезистым толеитам, высокомагнезиальные – к коматитовым базальтам.

Основные типы амфиболовых ортосланцев Ямбуйского блока. Окислы в мас. %, элементы в г/т. Анализы пересчитаны на 100 % без H₂O, CO₂

	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr	Ni
1	Низкомагнезиальные, n=14	45.93–60.42	0.81–1.62	12.47–16.07	1.03–3.84	5.23–16.16	5.44–8.85	9.23–12.98	1.15–3.2	0–1.03	6–620	10–285
2	Высокомагнезиальные, n=12	49.25–57.77	0.6–0.76	7.19–14.2	0.47–3.51	2.78–10.95	9.74–18.57	6.99–13.33	0.45–2.91	0.32–2.19	110–1200	70–1060
3	Пикробазальт, n=1	42.17	0.005	0.33	3.21	5.39	47.83	0.89	0.02	0.01	3500	2490

Датирование ортосланцев Ямбуйского блока проведено в 2010, 2011 и 2022 гг. методами SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, и методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) в Институте земной коры СО РАН, г. Иркутск, по стандартным методикам.

Проба 9138 отобрана из элювия (109°58'51.9"в.д. 53°06'37.1"с.ш.), представлена полосчатым амфиболитом по толеитовому метабазальту (MgO 6.86 мас. %). В выборке преобладают прозрачные розоватые призматические кристаллы размером в поперечнике 100–250 мкм, по удлинению 150–510 мкм (КУ 1.7–3.4). Во всех зернах наблюдается магматическая зональность, параллельная граням призмы, в некоторых реликтовые ядра, реже метамиктная кайма (рис. 2). Установлено, что в исследованной породе размеры и габитус цирконов от возраста не зависят. В зависимости от возраста и степени метасоматического преобразования варьируются концентрации U и Th: в цирконах палеозойского возраста значения U, Th и отношения Th/U выше, чем в неопротерозойских, а метасоматоз может способствовать как обогащению, так и снижению содержаний (точки 3.1 и 12.1).

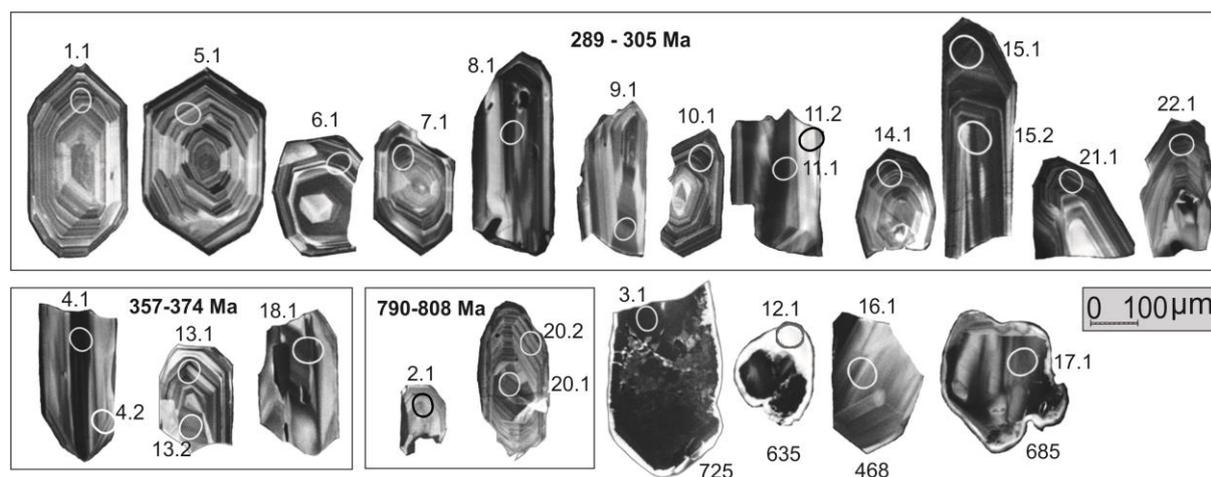


Рис. 2. Катодоллюминесцентные изображения цирконов метабазальтов, проба 9138.

Всего в пробе 9138 получено 26 точек. По результатам исследования выделены три возрастные группы. Количественно преобладают цирконы нижнепермско-верхнекаменноугольного возраста (289–305 млн лет) с тонкой зональностью, содержаниями (г/т) U 63–699, Th 30–975, Th/U 0.48–1.44. Ко второй группе возрастного интервала турнейский ярус нижнего карбона – фаменский ярус верхнего девона (357–374 млн лет) относятся цирконы, представленные обломками с более грубой зональностью, U 130–517, Th 97–349, Th/U 0.5–0.75. Третью фракцию составляют обломки и округлые кристаллы докембрийского возраста (790–808 млн лет) с U 77–213, Th 50–68, Th/U 0.26–0.67. Возможно, к этой же группе относятся овальные зерна с метамиктными каймами и зерна, нацело метасоматически измененные, утратившие магматическую зональность (725–468 млн лет). Стоит отметить, что в первых двух группах метамиктные каймы не наблюдаются. Получены (рис. 3) конкордантные значения 295.5±2.1 млн лет по 14 точкам для первой группы, 365.2±4.5 млн лет по 5 точкам для второй, 800±11 млн лет по трем точкам для третьей группы. Значение 295.5 млн лет принято в качестве возраста толеитовых ортосланцев. Сопоставляется с возрастом гранитов зазинского комплекса (268–343 млн лет, K-Ar метод по керну скважины) [4] и возрастом гранитов Ангаро-Витимского батолита – 305–285 млн лет (C₃-P₁) [5].

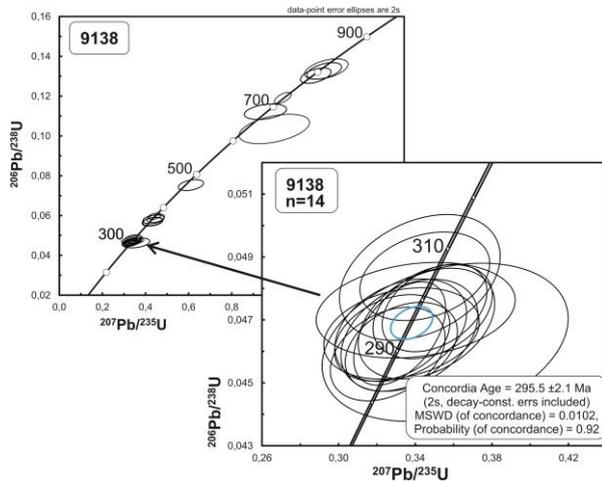


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для толеитовых метабазальтов, проба 9138.

Проба 9123а отобрана из коренного обнажения (109°58'21.7" в.д. 53°07'42" с.ш.), представлена амфиболовым ортосланцем по андезибазальту повышенной магнезиальности (MgO 11.4 мас. %). Цирконы исследовались дважды в отдельных шашках. Фракция размером 100–280 мкм методом SHRIMP II во ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург в 2010 г., фракция менее 100 мкм – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) в ИЗК СО РАН, г. Иркутск в 2022 г. Облик цирконов в обеих фракциях аналогичный, сохранность по сравнению с пробой 9138 хуже, особенно мелких зерен. Кристаллы и обломки коричневатые и бледно-желтые, коротко- и длиннопризматические (КУ 1.9–3.9), частично с гранями, со сглаженными вершинками, корродированные, трещиноватые, округлые. В большинстве зерен наблюдается магматическая зональность, нарушенная кавернами и пятнами метамиктных преобразований, и реликтовые ядра различной сохранности. В округленных зернах можно насчитать до пяти зон регенерации. Наиболее древними оказались самые крупные зерна, среди них обломки длиной 0.29 мм (рис. 4). Облик цирконов характерен для реликтовых минералов, унаследованных от предшествующих этапов магматизма.

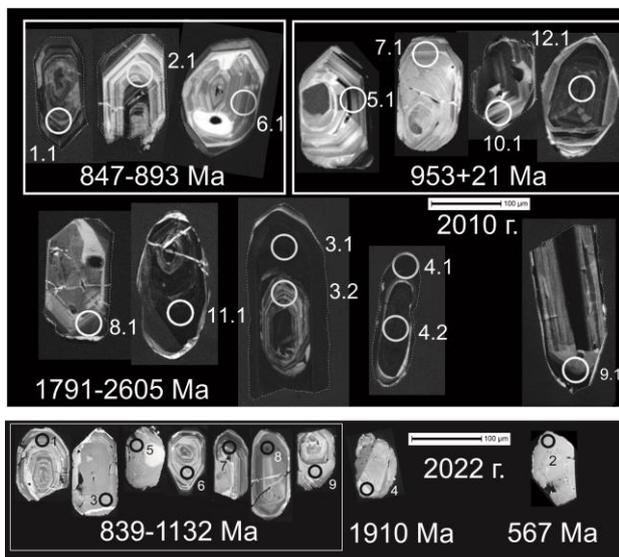


Рис. 4. Католюминесцентные изображения цирконов пробы 9123. Исследованы в 2010 и 2022 гг.

Цирконы палеозойского возраста не обнаружены. Из 23 проанализированных точек 12 отвечают неопротерозою (839–967 млн лет), по 3 точкам – мезопротерозой (1018–1557 млн лет), 5 точек – палеопротерозой (1672–2319 млн лет), 1 точка – неоархей (2583 млн лет). Единственное значение 567 млн лет принадлежит метасоматически измененному кристаллу, в котором зональность подчеркивается цепочкой каверн по бывшим микровключениям (зерно 2-й серии 2022 г.). В статье [1] по имевшимся на то время данным в качестве возраста магнезиальных вулканитов принято конкордантное значение 953 ± 2.1 млн лет, MSWD=1.2 по 4 точкам (рис. 5).

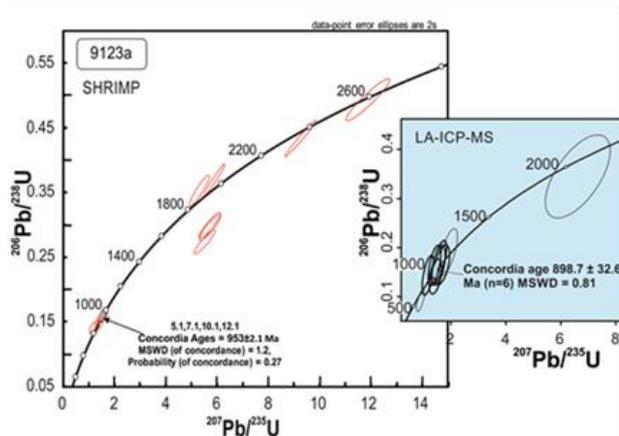


Рис. 5. Диаграммы с конкордиями для магнезиальных метаандезитбазальтов, проба 9123.

В Турка-Курбинской структурно-фациальной зоне метабазиты толеитовые и высокомагнезиальные составляют единый комплекс. Установлен U-Pb методом по циркону возраст толеитовых метабазальтов – 295.5 млн лет – нижняя пермь. Возраст высокомагнезиальных андезитбазальтов не установлен. В пробе отсутствуют цирконы, синхронные магматизму.

- [1] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [2] Минина О.Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 36 с.
- [3] Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper. 1976. 66 p.
- [4] Зеленый Э.Н., Хрусталева В.К. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ямбуй – Ина – Кыджимит (верховья): Отчет Зумбурукской и Верхне-Ямбуйской ПСП. Улан-Удэ: БГУ, 1976. Т. 1.
- [5] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю И.Д., Ларионов А.Н., Пресняков А.С., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.



НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОКАЛИЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ: ПЕРВЫЕ ПЕТРОЛОГО- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

А.Г. Дорошкевич, И.А. Избродин, Е.Ф. Летникова, А.Э. Изох,
М.М. Козленко, И.Р. Прокопьев, А.В. Иванов

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

Неопротерозойский магматизм южной и юго-западной окраины Сибирского кратона, связанный с распадом суперконтинента Родиния, представлен многочисленными щелочно-ультраосновными карбонатитовыми комплексами, ультрамафит-мафитовыми массивами и базитовыми дайками [1]. В Бирюсинском Присянье этот этап нашел отражение в формировании щелочных карбонатитовых массивов зиминского комплекса и долеритов нерсинского комплекса. В недавних публикациях есть информация о проявлении бимодального высококалиевого вулканизма в пределах Бирюсинского выступа Сибирского кратона в период 640 млн лет [2, 3], ранее описанном в производственном отчете [4]. В работе представлены данные о минеральном составе и петролого-геохимических особенностях фонолитов и базальтов типовых разрезов Бирюсинского Присянья (междуречье Мара – Каменка – Уват и район р. Кременьшет).

Типовой разрез вулканогенно-осадочной толщи междуречья Мара – Каменка – Уват (Марское вулканическое поле) имеет мощность до 100–125 м, породы разреза подстилаются толщей докембрийских кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников и полимиктовых конгломератов. В разрезе фонолиты многократно чередуются с линзами, маломощными прослоями туфов и туфолав, переслаиваются с игнимбритами. Такая неоднородность подчеркивается неравномерной окраской (розовой, вишневой, черной), пузыристостью и флюиальностью. Среди пачек игнимбритов, фонолитов и туфов отмечаются прослои туфоалевролитов и туфопесчаников. В разрезе также фиксируются брекчиевые породы, которые [4] относили к кальдерной брекчии обрушения и проседания.

В типовом разрезе района р. Кременьшет горизонт вулканических пород подразделяется на три подгоризонта, которые маркируются флюиальностью и карбонатными миндалинами. Общая мощность горизонта – 5 м, подстилающими породами являются докембрийские кварцевые песчаники. Вулканические породы представлены оливиновыми базальтами и трахибазальтами. Сопровождающие их дайки корневых зон и куполы имеют состав, сходный с покровом.

Фонолиты представлены афанитовыми, сливными зеленовато-серыми породами с проявленной флюиальностью, неявно выраженной полосчатой ориентировкой лейст флогопита и наличием светлых порфирированных вкрапленников округлой формы либо с короткопризматической кристаллографической огранкой (фельдшпатоид (?)), нацело замещенных агрегатом альбита, мусковита, хлорита и алланита. Главным минералом основной массы фонолитов является калиевый полевой шпат с 1–3 мас. % ВаО. К второстепенным и аксессуарным минералам относятся флогопит, фторопатит, шпинелиды (хромит, магнетит), ильменит, циркон, титанит, альбит. Флогопит содержит до 5 мас. % TiO_2 . Хромиты представлены кристаллокластами, отороченными каймой магнетита.

Базальты характеризуются широким спектром петрографических разностей с типичными вулканическо-гипабиссальными структурно-текстурными особенностями, от скрытокристаллических стекловатых до тонкозернистых, с миндалекаменными, пойкилитовыми, микродолеритовыми разностями. Породы сложены оливином, нацело замещенным вторичными минералами, хандакристаллами основного плагиоклаза, ойкокристаллами клинопироксена и измененным стеклом. Калиевый полевой шпат формирует ксеноморфные выделения, выполняющие интерстиции между зернами плагиоклаза и клинопироксена и характеризуется наличием примеси ВаО (до 3 мас. %). Аксессуарные минералы – апатит, ильменит, титанит, магнетит, хромит. Последний находится в виде включений в клинопироксене и оливине. Хромит характеризуется варьирующими содержаниями Cr_2O_3 (30–50 мас. %) Al_2O_3 (15–30 мас. %) и низкими TiO_2 (до 2 мас. %). Стоит отметить, что ксеногенный хромит фонолитов схож по составу с таковым базальтов.

Базальты по составу относятся к базальтовому-базальт-андезитовому ряду по соотношению SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, к щелочным базальтам по соотношению SiO_2 и Zr/TiO_2 и к высокожелезистым и высокомагнезиальным толеитам на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{FeO}^*+\text{TiO}_2) - \text{MgO}$. При понижении $\text{Mg}\#$ (от 68 до 52) повышается содержание $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, TiO_2 , SiO_2 , Y, Fe_2O_3 , P_2O_5 , Zr, Ba и понижается CaO, Al_2O_3 , Ni, Cr, данные особенности распределения элементов находят отражение в минеральном составе пород. Базальты характеризуются низким содержанием таких несовместимых элементов, как Ti, Nb, и высокими значениями Ni (до 500 г/т), Cr (до 900 г/т), РЗЭ по сравнению с породами нерсинского комплекса. На графиках конфигурации РЗЭ и редких элементов, нормированных к примитивной мантии, отмечается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($\text{La}/\text{Ybn}=2$) с отсутствующей или незначительной отрицательной Eu аномалией, слабopоложительной Pb и отрицательной Ti и Nb-Ta аномалиями, относительно соседних элементов.

Точки составов фонолитов по отношению SiO_2 к $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ложатся в поля щелочных трахитов и фонолитов. Породы относятся к калиевой серии, с низким $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ отношением, до 0.4. Коэффициент агпаитности равен 0.8–0.9. Магнезиальность ($\text{Mg}\#$) пород – 50–54, содержание TiO_2 не превышает 1 мас. %. Графики распределения РЗЭ, нормированные к хондриту, характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, с La/Ybn и Gd/Ybn отношениями, равными 7–18 и 1–3 соответственно. На графиках наблюдается слабовыраженная отрицательная Eu аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.75-0.80$). Диаграммы редких элементов, нормированные к примитивной мантии, демонстрируют отрицательные аномалии Nb-Ta, Sr и Ti и слабую положительную по Pb относительно соседних элементов. Характер распределения редких элементов в целом отвечает конфигурации спектров базальтов и трахибазальтов района р. Кременьшет, подтверждая их генетическое родство.

Особенности $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{pm}}$, $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{pm}}$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$ соотношений в базальтах и фонолитах, использованных для оценки параметров исходных расплавов и их источников [5], а также положение точек составов базальтов на диаграммах $\text{Th}/\text{Nb} - \text{TiO}_2/\text{Yb}$ и $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Nb}/\text{Yb}$ могут указывать на вклад в мантийный расплав материала континентальной коры либо на их генерацию из метасоматизированной литосферной мантии. Данные характеристики отличают описываемые породы от пород, относимых к нерсинскому комплексу, для которых предполагается вклад в мантийный расплав как астеносферного, так и метасоматизированного мантийного литосферного компонента [6, 7]. При этом исследователи считают [5, 8–11], что метасоматические преобразования литосферной мантии южной и юго-западной краевых частей Сибирского кратона были связаны с аккреционными процессами в раннепротерозойский – архейский период формирования континентальной литосферы Сибирского кратона.

Исследования проводились за счет средств проекта РНФ № 23-17-00098, <https://rscf.ru/project/23-17-00098/>.

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Поздне-рифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады РАН. 2005. Т. 404, № 3. С. 400–406.
- [2] Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Костицын Ю.А., Летников Ф.А., Ершова В.Б., Федерягина Е.Н., Иванов А.В., Ножкин А.Д., Школьник С.И., Бродникова Е.А. Высококалийный вулканизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присяянье) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496, № 1. С. 55–62.
- [3] Изох А.Э., Летникова Е.Ф., Избродин И.А., Иванов А.В., Школьник С.И., Дорошкевич А.Г. Высококалийные породы Марского палеовулкана позднего рифея, Бирюсинский выступ, юг Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32, № 4 С. 374–395.
- [4] Бессолицын Е.Н., Корабельникова В.В., Борисов В.А. и др. Марганценосность Северо-Западного Присяянья. Масштаб 1:100 000. Нижнеудинский, Тайшетский районы Иркутской области. Лист N-47. Иркутск, 1969. 447 с.
- [5] Туркина О.М., Изох А.Э. Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом Сибирского кратона: свидетельства по составу палеопротерозойских мафических ассоциаций // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 10. С. 1369–1391.
- [6] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. 2006. V. 147. P. 260–278.
- [7] 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.

- [8] *Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G.* Trace element and Sr-Pb-Nd-Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47, № 6. P. 1119–1146.
- [9] *Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Э.Г. Конников, Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В.* Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56, № 3. С. 528–556.
- [10] *Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemm R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V.* Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 154. P. 354–368.
- [11] *Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A.V., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I.* Cora Wohlgemuth-Ueberwasse Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan-Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // *International Journal of Earth Sciences*. 2020. V. 109. P. 2407–2423.



ПЕТРОГЕНЕЗИС И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПОРОД ЩЕЛОЧНОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МАССИВА БУРПАЛА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.Г. Дорошкевич¹, В.М. Саватенков², А.В. Малютина¹, И.А. Избродин¹,
И.Р. Прокопьев¹, А.Е. Старикова¹, Т.А. Радомская³

¹ Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, doroshkevich@igm.nsc.ru

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

³ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Щелочной массив Бурпала, сложенный кварцевыми сиенитами, щелочными безнефелиновыми и нефелиновыми сиенитами, расположен в Северном Прибайкалье и, наряду с Сыннырским, Тасским и другими массивами, входит в состав позднепалеозойской Северо-Байкальской щелочной провинции. Их формирование синхронно с проявлением позднепалеозойского посторогенного щелочного, базитового и гранитоидного магматизма, инициированного плюмовой активностью, в пределах забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Тектоническая позиция массива определяется его положением на границе западного сегмента ЦАСП с краевой частью Сибирского кратона, представленного Маректинским выступом и неопротерозойскими рифтогенными структурами Олоkitской зоны. Массив прорывает терригенно-осадочные породы холоднинской свиты и занимает на поверхности площадь около 250 км². Вмещающие породы на контакте с массивом интенсивно метасоматизированы. Массив сложен кварцевыми сиенитами, щелочными безнефелиновыми и нефелиновыми сиенитами, пуласскитами. Дайки пегматитов, гранит-аплитов, апатит-флюоритовых пород, щелочных гранитов и сиенитов прорывают как породы массива, так и вмещающие образования. Кварцевые сиениты расположены в краевой части массива и образуют кайму шириной до 2 км. Щелочные безнефелиновые сиениты занимают 60–70 % общего объема пород массива. Между кварцевыми и щелочными сиенитами отмечаются постепенные взаимопереходы. Нефелиновые сиениты и пуласскиты образуют линзовидные тела среди щелочных сиенитов, размером до 2 км². Контакты между щелочными безнефелиновыми и нефелиновыми сиенитами в различных частях массива различаются от расплывчатых до резких. Редкометалльная минерализация массива связана с этапом формирования нефелиновых и щелочных сиенитов, в том числе их пегматоидных разностей, а также с процессами фенитизации (в зонах экзоконтакта).

Изученные породы по химическому составу относятся к фойд-монцосиенитам, фойд-сиенитам и сиенитам, варьируются от агпайтовых до миаскитовых разностей. Нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты на диаграмме Al – (Na+K) – FSSI относятся к кремнийнедосыщенному типу пород и пересыщены щелочами, щелочные сиениты также пересыщены щелочами, относятся к кремнийнасыщенным породам (в их нормативном составе всегда присутствует кварц). Кварцевые сиениты ложатся в область кремнийнасыщенных метаглиноземистых и плюмазитовых пород. На диаграммах отношений SiO₂ к основным компонентам не проявлено четко выраженной корреляции насыщенности кремнеземом и уклона вариаций компонентов между нефелиновыми, щелочными безнефелиновыми и кварцевыми сиенитами. На графиках конфигурации РЗЭ, нормированных к хондриту, для всех разновидностей пород характерно обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых с (La/Yb)_N отношениями варьирующимися от 14 до 130. Величина Eu аномалии (Eu/Eu*) в щелочных и нефелиновых сиенитах равна 0.60–0.75. Кварцевые сиениты демонстрируют более выраженную отрицательную Eu аномалию (около 0.6). Графики содержаний редких элементов, нормированные к примитивной мантии, во всех разновидностях пород массива демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами и РЗЭ по отношению к Nb, Ta и Ti, также отмечается положительная аномалия содержаний Pb относительно соседних элементов. Нефелиновые сиениты (в основном рудоносные) более обогащены Zr-Hf и Nb-Ta по сравнению с щелочными и кварцевыми сиенитами. Хотя в рудоносных щелочных сиенитах концентрация этих элементов сравнима с таковой в нефелиновых разностях.

В нефелиновых сиенитах первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения колеблются в достаточно узком интервале – от 0.7080 до 0.7084, альбитизированные разности показывают значения 0.7079 и 0.7102. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в нефелиновых сиенитах, рассчитанные на 290 млн лет, варьируются от –10.9 до –11.6, а в альбитизированных разностях равны –11.1 и –11.9. Первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения, полученные для щелочных (0.7080–0.7089) и кварцевых сиенитов (0.7080–0.7086), характеризуются схожими с нефелиновыми сиенитами значениями. Лишь один образец рудоносного щелочного сиенита (БП-116) имеет $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ отношение (0.7128), отличающееся от приведенного диапазона для пород массива, при том что он не подвержен интенсивным вторичным изменениям. Первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в альбитизированных щелочных сиенитах равны 0.7071 и 0.7081. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в щелочных сиенитах и их альбитизированных разностях равны –10.4...–11.7. Кварцевые сиениты характеризуются, в целом, более высокими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от –10.2 до –10.9.

Полученные петролого-геохимические данные позволяют предположить, что кварцевые, щелочные и нефелиновые сиениты были, вероятно, образованы независимыми импульсами внедрения и их формирование вряд ли происходило в рамках единого простого процесса фракционной кристаллизации, что отражается на петрохимических бинарных диаграммах. С другой стороны, геологические наблюдения, близкие Sr-Nd изотопные характеристики, конфигурация геохимических спектров подтверждают сингенетичность магм, из которых кристаллизуются нефелиновые, щелочные и кварцевые сиениты. Учитывая имеющуюся отрицательную европиевую аномалию и достаточно низкую магнезиальность пород массива, можно полагать, что породы кристаллизовались из расплава щелочно-базитового состава, из которого произошла отсадка оливина и плагиоклаза. При этом существование когенетичных кварцевых и нефелиновых сиенитов является проблематичным из-за наличия термального барьера в системе Ne-Ks-Q-H₂O, в которой расплав будет эволюционировать либо в сторону гранитного минимума, либо в сторону нефелин-сиенитового минимума, поэтому ассоциация кварцевых сиенитов одновременно с нефелиновыми сиенитами поднимает вопрос ассимиляции щелочными расплавами сиалического вещества континентальной коры.

Возможным вариантом является подплавление коры в зоне кровли над магматическим очагом (щелочно-базальтового состава). Как результат смешения с образовавшимся коровым расплавом, в зоне кровли формируется пересыщенная кремнеземом магма, внедрение которой сопровождается кристаллизацией на поверхности самых внешних обнаженных кварцевых сиенитов. Продолжающееся пульсационное поступление из камеры порций магм, недосыщенных кремнеземом, приводит к формированию нефелиновых и щелочных сиенитов. Эволюция в сторону кремнийнедосыщенного ультращелочного поля отчасти обусловлена «эффектом плагиоклаза», при котором на образование кальциевого плагиоклаза расходуется Al, но мало Na и K. Этот процесс согласуется с отрицательной Eu аномалией, отображаемой на спектрах РЗЭ для нефелиновых сиенитов.

Изотопные характеристики Sr и Nd в породах массива Бурпала явно не отражают процесс взаимодействия щелочных расплавов с веществом континентальной коры в ходе ее ассимиляции. Вероятно, что взаимодействие между мантийными щелочными расплавами и коровым веществом в ходе формирования комплекса носило более сложный характер, включающий метасоматическое взаимодействие. В то же время изотопные характеристики Pb в породах массива Бурпала наиболее очевидно отражают процесс вещественного взаимодействия между мантийными щелочными расплавами и породами континентальной коры в ходе ее ассимиляции. В наибольшей степени влияние процессов ассимиляции пород континентальной коры на изотопные характеристики Pb проявлено в щелочных и кварцевых сиенитах, в наименьшей – в нефелиновых сиенитах. Стоит также отметить, что значения изотопного состава кислорода в разновидностях сиенитов существенно различаются, в том числе минералы кварцевых сиенитов обладают гораздо более тяжелыми $\delta^{18}\text{O}$ значениями, чем таковые нефелиновых и щелочных сиенитов.

Sr-Nd-Pb изотопные характеристики пород массива Бурпала, а также особенности их редкоэлементного состава указывают на их генетическую связь с древним источником метасоматизированной литосферной мантии. Известно, что источником для мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита, пород Йоко-Довыренского и Сыннырского массивов являлась аномально обогащенная метасоматизированная литосферная мантия в данном регионе, обогащение которой относительно деплетированной мантии происходило в период архея – палеопротерозоя. Кроме того, изотопный состав палеопротерозойских мафических пород и карбонатитов в краевой южной части Сибирского кратона (Шаражалгайский блок и Алдано-Становой щит) также свидетельствует о наличии изотопнообогащенных доменов в литосферной мантии южной краевой части Сибирского кратона.

Кроме крайне низких значений $\epsilon_{Nd}(t)$, породы массива Бурпала характеризуются обогащением Ba, LILE, Th, легкими лантаноидами и демонстрируют мультиэлементные спектры с резкими минимумами по Nb-Ta, Ti, и Ba, Pb максимумами. Форма спектра редких элементов в нефелиновых сиенитах проявляет сходство с таковыми мафических производных метасоматизированной мантии восточного сегмента (мезозойские лампроиты) и юго-западной окраины (неопротерозойские ультрабазиты массива Йоко-Довырен) Алдан-Станового щита. Подобные формы спектра с Ta-Nb минимумом и Ba и Pb максимумами ассоциируются с надсубдукционными обстановками. Эти особенности, а также низкие значения $\epsilon_{Nd}(t)$ в вышеуказанных породах указывают на то, что их обогащенный мантийный источник сформировался в результате аккреционных процессов в раннепротерозойский – архейский период формирования континентальной литосферы Сибирского кратона.

При этом роль плюмового компонента вряд ли была значимой, несмотря на то, что магматизм позднепалеозойского периода, связанный с плюмовой активностью, был широко проявлен в пределах забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса с формированием базитов, пород монцонит-гранитной серии и щелочных комплексов. Породы этих комплексов характеризуются гораздо более высокими значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, свидетельствующими о большем вкладе деплетированного астеносферного источника в их генезисе, даже с учетом того, что гетерогенная литосфера забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающая раннедокембрийские кристаллические блоки и «молодые» террейны островодужного типа, обладает характеристиками, отличающимися от литосферной мантии южного края Сибирского кратона.

Исследования проводились за счет средств проекта РФФ № 22-17-00078, <https://rscf.ru/en/project/22-17-00078/>.



ТЕРМАЛЬНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПРИАНАБАРЬЯ: РЕКОНСТРУКЦИИ НА ОСНОВЕ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

А.М. Дымшиц¹, Е.А. Гладкочуб¹, С.И. Костровицкий^{1,2}

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, adymshits@crust.irk.ru

² Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Эволюция термального режима литосферной мантии Сибирского кратона (СК) активно изучается разными исследователями [1]. Эти исследования выявили значительные различия в толщине и составе литосферной мантии, а также геотермические градиенты между южными алмазонасными и северными кимберлитовыми полями.

В настоящей работе реконструируется термальная история и мощность литосферной мантии на основе ксенокристаллов клинопироксена из разновозрастных кимберлитовых полей Прианабарья (Дюкенское, Куранахское, Лучаканское и Ары-Мастахское) и смежных территорий (Чомурдахское кимберлитовое поле). Оценка оптимальной геотермы к набору *PT*-данных производилась в оригинальной программе Gtherm (<https://gtherm.ru/index.html>). Клинопироксены из гранатовых перидотов наиболее распространены (79 % всех зерен) во всех изученных полях. Наибольшее количество клинопироксенов, относящихся к пироксенитовой и эклогитовой серии, наблюдается в полях триасовой и юрской эпохи кимберлитового магматизма, в то время как в палеозойском поле таких пироксенов очень мало.

Для наиболее древнего кимберлитового поля наблюдается наименьший разброс как по содержанию как TiO_2 , так и FeO . Наибольший разброс значений оксида титана (от 0 до 0.6 мас. %) наблюдается в триасовых полях, в то время как в наиболее молодом юрском поле почти все зерна укладываются в диапазон от 0 до 0.3 мас. %. По содержанию железа почти во всех полях наблюдается четкая закономерность увеличения железистости с глубиной. Наиболее железистыми оказались клинопироксены из Дюкенского и Ары-Мастахского кимберлитовых полей (FeO до 4 мас. %). На основе проведенного изучения химического состава ксенокристаллов клинопироксена можно сделать вывод о том, что в литосферной мантии под пятью изученными северными полями СК преобладают грантовые и шпинелевые перидотиты.

В Дюкенском и Чомурдахском кимберлитовых полях магма выносила ксенокристаллы с глубины 170 км, для Ары-Мастахского КП с глубины 150 км, а для Куранахского и Лучаканского КП с глубины 120 км. Это значительно меньше, чем в трубках центральной части СК, где обнаружены мантийные ксенолиты и ксенокристаллы, вынесенные с 200–220 км [1]. При этом интересно отметить, что реконструкция мантийных палеогеотерм на момент кимберлитового магматизма указывает на термальную границу литосферы астеносферы в 220 км в девонское время, как минимум 190 км в триасе. Рассмотренные ранее [2] процессы значительного утонения литосферной мантии на всей территории СК от девонской до юрской эпохи кимберлитового магматизма в связи с воздействием плюма остаются, таким образом, дискуссионными.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10073, <https://rscf.ru/project/22-77-10073/>.

[1] Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny, P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*. 1999. V. 310. P. 1–35.

[2] Howarth G., Barry P., Pernet-Fisher J., Baziotis I., Pokhilenko N., Pokhilenko L., Bodnar R., Taylor L., Agashev A. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos*. 2014. V. 184–187. P. 209–224.



СОСТАВ И U-Pb ВОЗРАСТ ПОРОД САРЛАМСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): К ПРОБЛЕМЕ АКТИВНОСТИ РАННЕЮРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В РЕГИОНЕ

А.Л. Елбаев, И.В. Гордиенко, В.Б. Хубанов

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, ivgord1936@yandex.ru

В западной части Малханского хребта Центрального Забайкалья широко распространены вулканогенные образования унгуркуйской, тамирской и чернойяровской свит, а также комагматичные гранитоиды бичурского и куналейского интрузивных комплексов, объединяемые в позд-непалеозойскую Тамирскую вулканотектоническую структуру (ВТС) [1–3]. Проведенные нами более детальные геохронологические исследования в пределах Тамирской ВТС показали, что гранитоиды, относимые к третьей фазе бичурского интрузивного комплекса, формировались в течение двух этапов эндогенной активности – позднетриасового (237, 221 млн лет) и раннеюрского (199, 177, 176, 1975 млн лет) [4–6].

В связи с этим возникают вопросы об условиях образования, масштабах проявления и тектонической обстановке гранитоидного магматизма в раннеюрское время. При этом отметим, что массивы раннеюрских гранитоидов сложены исключительно лейкогранитами и их геохимическая типизация вызывала большие трудности, связанные обычно с «фракционированным» характером данных образований. Для решения обозначенных проблем изучены гранитоиды Сарламского массива, представленные по материалам геологосъемочных работ породами второй и третьей фазы бичурского комплекса [3] с целью уточнения возрастной и генетической связи сиенитовых и гранитоидных ассоциаций западно-забайкальской части Малханского хребта, их геохимической типизации, а также установления места и роли раннеюрских гранитоидов в тектонической истории развития региона.

В строении Сарламского массива участвуют породы двух фаз, отвечающие семействам сиенитов и умеренно-щелочных гранитов (ранняя фаза) и лейкогранитов (поздняя фаза). Содержание кремнезема (мас. %) в гранитоидах ранней фазы варьируется от 63.8 до 71.2, поздней фазы – от 73.2 до 77.1. Породы ранней и поздней фазы массива – повышенной железистости ($Fe^*=0.77–0.87$ и $0.90–0.93$ соответственно). Высокий индекс MAlI (8.75–9.97) и содержание SiO_2 позволяют отнести породы ранней фазы к щелочному типу, а поздней – к щелочно-известковистому. По значению индекса насыщения алюминием (ACNK) породы ранней фазы (0.93–1.07) соответствуют умеренно-глиноземистым породам, а поздней (1.09–1.13) отвечают умеренно- и высокоглиноземистым образованиям. Гранитоиды по геохимическим и минералогическим характеристикам отличаются от типичных агпаитовых А-гранитов и соответствуют особой группе глиноземистых пород А-типа [7]. Датирование магматических цирконов двух фаз позволило определить их раннеюрский U-Pb возраст (175–177 млн лет). Гранитоидный магматизм этого этапа по времени и объему практически синхронен со среднеюрским интенсивным рифтогенным (внутриплитным) магматизмом в Забайкалье, вероятная причина которого – формирование Верхнеамурского вулканоплутонического пояса и закрытие Монголо-Охотского океана [8].

- [1] Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области / Ред. Ю.А. Кузнецов. М.: Наука, 1978. 220 с.
- [2] Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамойцина Л.Г., Климук В.С., Пахольченко Ю.А. Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Западного Забайкалья и геодинамические условия их формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 2. С. 190–203.
- [3] Кошкин В.В., Шелгачев К.М., Дорошкевич Л.С., Шатковская Л.В. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Селенгинская. Лист М-48-ХVIII (Бичура). СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 111 с.
- [4] Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Хубанов В.Б., Зарубина О.В. Петрогеохимические особенности и U-Pb возраст морион-гранитов Центрального Забайкалья: типизация пород и вопросы их генезиса // Литосфера. 2020. Т. 20, № 5. С. 690–705.

- [5] Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Хубанов В.Б., Рампилов М.О. Гранитоиды Тамирского (Мо) рудопроявления (Западное Забайкалье): состав, возраст и вероятные источники расплавов // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 13–27.
- [6] Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ланцева В.С., Елбаев А.Л. Катаевская островодужная система Палеоазиатского океана (Забайкалье): состав, возраст, палеомагнетизм, геодинамические условия формирования // Геология геофизика. 2023. Т. 64, № 3. С. 386–403.
- [7] King P.L., White J.R., Chappell B.W., Allen C.M. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia // Journal of Petrology. 1997. V. 38, № 3. P. 371–391.
- [8] Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.



РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

В.Б. Ершова^{1,2,3}, А.В. Прокопьев³

¹ Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, v.ershova@spbu.ru

² Москва, Геологический институт РАН

³ Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, prokopiev@diamond.ysn.ru

Расположение континентов и океанов в девонское время является предметом дискуссий, но некоторые черты строения крупных континентов и их взаимоотношения реконструированы на достаточно детальном уровне [1–3]. В девонское время существовало три крупных континента – Лавруссия (Балтика и Лаврентия), образовавшаяся в результате закрытия океана Япетус в силуре – раннем девоне, Сибирь и Гондвана, разделенные океанами – Панталасским, Палеотетисом и Рейк (Рейским), и отдельные крупные блоки, представлявшие фрагменты Северного Китая и других регионов Азии [2]. Реконструкция палеозойской истории Арктики затруднена многочисленными рифтовыми и коллизионными событиями мезокайнозоя, которые в значительной степени переработали палеозойские структуры региона [4]. Более того, значительную часть исследуемого региона занимают крупные шельфовые моря и мощный чехол мезокайнозойских осадков, что не позволяет изучать прямыми геологическими методами глубокопогруженные осадочные последовательности и/или фундамент бассейнов.

Авторами проведен анализ распределения возрастов обломочных цирконов из девонских отложений арктического региона, который показал сходство источников сноса кластики для ряда террейнов и областей. То, что питающей провинцией для девонских отложений арх. Шпицберген и Гренландии выступали каледониды, не вызывает сомнений, так как небольшие бассейны, в которых накапливались эти отложения, расположены в пределах Каледонского орогена, а источником сноса являлись окружающие поднятия. Это было установлено еще до массового использования результатов датирования обломочных цирконов для реконструкции питающих провинций осадочных бассейнов. Расположение самих террейнов и источников сноса обломочного материала для других арктических областей не столь очевидно, хотя некоторое сходство в их осадочной последовательности и геологической истории было отмечено еще Л.П. Зоненшайном с соавторами [5]. Это дало возможность предположить, что ряд террейнов некогда образовывали единый континентальный блок в раннем и, возможно, позднем палеозое. При этом различное распределение возрастов обломочных цирконов из верхнедевонских отложений северо-восточной части Сибири и северо-западной части Восточно-Европейской платформы (Балтика) может быть использовано для определения возможного перисибирского или перибалтийского происхождения отдельных блоков и террейнов Арктики (напр., территории архипелагов Новосибирские острова и Северная Земля, террейна Фейрвелл). Распределение возрастов обломочных зерен цирконов в средне- и позднедевонских отложениях Арктической Канады, девонских толщах арх. Новосибирские острова, верхнедевонских отложениях арх. Северная Земля, арх. Новая Земля, террейна Северный склон Аляски, п-ва Сьюард и южной части хр. Брукса весьма сходно. Для девонских отложений всех этих регионов характерно присутствие значительной популяции мезопротерозойских зерен, зачастую даже ее преобладание. Мезопротерозойские цирконы совпадают с возрастом магматических и метаморфических событий, известных в Гренвилльско-Свеконорвежском орогене. Более того, цирконы с таким возрастом кристаллизации многочисленны в мезопротерозойских песчаниках как Лаврентии, так и Балтики, в том числе в районах, которые впоследствии были вовлечены в каледонскую орогению.

Следующая значимая популяция обломочных цирконов, выявленная в ряде регионов, – позднеопротерозойская, отвечающая времени становления Тиманского орогена. Тиманский сигнал в обломочных цирконах хорошо проявлен в девонских отложениях арх. Новая Земля, при этом зерна такого возраста либо единичные, либо отсутствуют в девонских песчаниках Гренландии и Шпицбергена. Выявленная закономерность согласуется с возможным положением сутуры

Каледонского орогена, разделявшей Лаврентию и Балтику и, соответственно, оставляющей Гренландию и Шпицберген расположенными преимущественно на лаврентийской части, где тиманская орогения не была проявлена. Ордовик-раннедевонская популяция обломочных цирконов, которая отмечена в девонских отложениях всех рассматриваемых регионов (за исключением северо-востока Сибири), коррелирует с различными магматическими и метаморфическими событиями каледонид. При этом количество цирконов этого возрастного диапазона в девонских отложениях разных регионов значительно варьируется.

Раннепалеозойская популяция многочисленна в отложениях девона Шпицбергена и Гренландии, но на северо-западе Восточно-Европейской платформы в породах этого возраста встречаются лишь единичные раннепалеозойские зерна, отсутствующие в отложениях арх. Новая Земля. Вероятно, это связано с дискретным распределением магматических пород раннего – среднего палеозоя в пределах орогена и одновременным их выведением на дневную поверхность при разрушении горно-складчатого сооружения.

В девонских песчаниках северо-востока Сибири присутствуют две основные популяции обломочных цирконов – 1900–2100 и 400–380 млн лет, характерно также отсутствие значимых популяций цирконов мезоэопротерозоя и раннего палеозоя.

Отмеченные закономерности в распределении возрастов обломочных цирконов в терригенных породах девона для регионов, расположение которых в среднем – позднем палеозое относительно крупных континентов не вызывает сомнений, позволяет сделать предположение о положении ряда арктических террейнов, происхождение и местоположение которых в среднем – позднем палеозое дискуссионно. Так, распределение обломочных цирконов из девонских отложений северо-американских террейнов Фейрвелл и Северный склон Аляски, п-ва Сьюард, арх. Новосибирские острова и Северная Земля, Шпицбергена, Гренландии и арх. Новая Земля весьма сходно. Авторы предполагают, что все эти разрозненные сейчас блоки получали обломочный материал с Каледонского орогена и, вероятно, располагались недалеко от фронта деформаций и/или в пределах крайних частей самого орогена.

- [1] Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1083–1107.
- [2] Torsvik T.H., Cocks L.R.M. Earth History and Palaeogeography. Cambridge University Press, 2016. doi:10.1017/9781316225523.
- [3] Metelkin D.V., Chernova A.I., Matushkin N.Yu., Vernikovskiy V.A. Early paleozoic tectonics and paleogeography of the Eastern Arctic and Siberia: Review of paleomagnetic and geologic data for the De Long Islands // Earth-Science Reviews. 2022. V. 231. 104102. doi:10.1016/j.earscirev.2022.104102.
- [4] Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K. Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 – Mesozoic to Cenozoic geological evolution // Earth-Science Reviews. 2021. V. 217. 103034. doi:10.1016/j.earscirev.2019.103034.
- [5] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. 344 с.



СОСТАВ И U-Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КЕВАКТИНСКОЙ СЕРИИ ТОНОДСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

У.С. Ефремова¹, Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, Н.А. Гребенкин²,
Н.В. Брянский^{1,3}, Е.И. Демонтерова¹, А.В. Иванов¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, ulianavolpe@gmail.com

² Москва, Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
им. Н.М. Федоровского

³ Иркутск, Иркутский государственный университет

Тоновский выступ фундамента Сибирской платформы приурочен к одноименному – тонодскому – сегменту, который выделяется в северной части Аkitканского орогенного пояса Сибирского кратона [14]. Тоновский сегмент сложен протерозойскими магматическими и метаморфическими породами [9, 10]. Большую часть тонодского сегмента слагают гранитоиды чуйско-нечерского комплекса, а также раннепротерозойские метаморфизованные терригенные породы кевактинской серии. Породы кевактинской серии подразделяются на нижележащую албазинскую и вышележащую михайловскую свиты. Согласно данным геологического картирования [10], албазинская свита имеет двучленное строение: нижняя часть свиты сложена преимущественно слюдистыми сланцами с подчиненным количеством полевошпат-кварцевых метапесчаников, верхнюю часть слагают полевошпат-кварцевые песчаники в переслаивании со слюдистыми сланцами. Общая мощность албазинской свиты оценивается в 2000–2500 м [10]. Михайловская свита имеет трехчленное строение: нижняя часть представлена переслаивающимися между собой углеродистыми сланцами и углеродистыми кварцевыми песчаниками, в средней части отмечаются алевролиты, слюдистые сланцы и метапесчаники, а верхняя часть представлена преимущественно метапесчаниками с подчиненным количеством слюдистых сланцев. Общая мощность михайловской свиты оценивается в 2100 м [10]. Породы кевактинской серии с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на метаморфических породах чуйской толщи и прорываются гранитоидами чуйско-нечерского комплекса с возрастом 1.84 млрд лет [7], входящими в состав Южно-Сибирского постколлизийного магматического комплекса, а также протерозойскими дайками габбро-долеритов. С угловым и стратиграфическим несогласием породы кевактинской серии перекрываются терригенными породами пурпольской и медвежьей свит [10].

Породы кевактинской серии были изучены в западной части тонодского сегмента с целью характеристики состава и установления возраста детритовых цирконов пород албазинской и михайловской свит.

Породы албазинской свиты представлены на исследованном участке слюдисто-кварцевыми сланцами. Главными минералами, слагающими сланцы, являются кварц, мусковит и хлорит, также в породе встречаются зерна плагиоклаза и цоизита. В качестве акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит и рудный минерал. Зерна кварца подвержены перекристаллизации. Структура породы лепидогранобластовая, текстура линейная, сланцеватая. Изученные слюдисто-кварцевые сланцы характеризуются концентрациями $Si_2O=57-70$ мас. %, $Al_2O_3=14-24$ мас. %, $Fe_2O_{3\text{общ.}}=4.4-4.8$ мас. %, $MgO=2.9-3.7$ мас. %, $(Na_2O+K_2O)=3.5-6.3$ мас. %. Согласно классификации А.Н. Неелова [11], сланцы соответствуют по своему составу полимиктовым алевролитам, алевропелитовым и пелитовым аргиллитам. Породы обнаруживают высокие концентрации Zr (140–178 г/т), Th (11–17 г/т), фракционированные спектры распределения РЗЭ ($La_n/Yb_n=13-23$) и слабо выраженную отрицательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^*=0.76-0.80$). Отношения индикаторных химических элементов Zr/Sc, Th/Sc, La/Sc, Ti/Zr, Co/Th указывают на преобладание пород кислого состава в области источника сноса. Изученные слюдисто-кварцевые сланцы албазинской свиты характеризуются невысокими отношениями $^{147}Sm/^{144}Nd=0.0988-0.1055$ и

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.510914-0.510963$. Значения Nd модельного возраста $\text{TNd}_{(\text{DM})}$ составляют 3.0–3.1 млрд лет.

Изученные породы михайловской свиты представлены амфибол-слюдисто-кварцевыми сланцами. Главными породообразующими минералами являются кварц, актинолит и хлорит, который замещает актинолит. Кварц подвержен перекристаллизации. Также в минеральном составе в небольших количествах отмечается пироксен, мусковит, цоизит и флюорит. Акцессорные минералы представлены цирконом и рудным минералом. Структура пород – нематолепидогранобластовая, текстура – сланцеватая. Проанализированные сланцы характеризуются концентрациями $\text{Si}_2\text{O}=89-92$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=0.7-0.8$ мас. %, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}=2.8-3.8$ г/т, $\text{MgO}=1.8-2.6$ г/т, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=0.05-0.08$ мас. %. В сланцах отмечаются низкие концентрации РЗЭ, сумма которых составляет 8–11 г/т, и Th (0.8–1.0 г/т), а также умеренные содержания Zr (25–30 г/т). Для сланцев характерно фракционированное распределение редкоземельных элементов ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=3-5$) и положительная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.13-1.28$). Отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в амфибол-слюдисто-кварцевом сланце михайловской свиты выше, чем в слюдисто-кварцевых сланцах албазинской свиты, и составляют 0.1252 и 0.511289 соответственно. Значение Nd модельного возраста $\text{TNd}_{(\text{DM})}$ равно 3.2 млрд лет.

Для зерен детритового циркона, выделенных из пород албазинской и михайловской свит, были выполнены U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН. В слюдисто-кварцевом сланце албазинской свиты (проба F-134) было проанализировано 156 зерен детритового циркона, для 148 из них были получены значения возраста, дискордантность которых не превышает 10 %. В этой пробе цирконы имеют исключительно архейские значения возраста. Основной возрастной пик формируется на отметке 2720 млн лет, более мелкие пики маркируют отметки 2840, 2930, 3130 млн лет.

В амфибол-слюдисто-кварцевом сланце михайловской свиты (проба F-136) было проанализировано 167 зерен детритового циркона, и для 161 зерна были получены значения возраста с дискордантностью, не превышающей 10 %. В этой пробе присутствуют зерна циркона как архейского, так и палеопротерозойского возраста. Основной возрастной пик отмечается на отметке 2685 млн лет, менее значимые пики отмечаются на отметках 2485, 2910, 3000 млн лет. Наиболее молодая значимая популяция циркона имеет возраст около 2400 млн лет.

Оказалось, что возраст накопления осадочных протолитов как слюдисто-кварцевых сланцев албазинской свиты, так и амфибол-слюдисто-кварцевых сланцев михайловской свиты определить достаточно сложно. Однако в связи с тем, что среди детритовых цирконов из слюдисто-кварцевых сланцев нижней, албазинской, свиты кевактинской серии не встречаются цирконы с возрастом 2.4–2.5 млрд лет, образующие значимую популяцию в породах верхней, михайловской, свиты, можно предполагать, что к этой возрастной отметке накопление пород албазинской свиты уже завершилось. Породы михайловской свиты формировались позднее, и согласно полученным данным по возрасту наиболее молодой популяции зерен детритового циркона и прорывающих породы михайловской свиты гранитоидов чуйско-нечерского комплекса период их формирования приходится на временной интервал 2.40–1.84 млрд лет. В пределах тонодского сегмента магматические комплексы с возрастом, близким к полученным значениям возраста зерен детритового циркона, неизвестны. Наиболее близкими по возрасту источниками мезо- и неархейских цирконов в породах албазинской и михайловской свит могли являться магматические породы как Анабарского супертеррейна [1–4, 8], так и Чара-Олекминского блока Алданского супертеррейна [5, 12, 13, 15]. Однако в связи с тем, что в качестве стратиграфического аналога албазинской и михайловской свит Тонодского выступа фундамента часто рассматриваются раннепротерозойские породы ходоканской свиты Нечерского выступа фундамента [9], архейские породы Чара-Олекминского блока Алданского супертеррейна как потенциальные источники мезо- и неархейских цирконов в породах албазинской, и михайловской свит выглядят предпочтительнее. Накопление зерен циркона с возрастом 2.5–2.4 млрд лет могло происходить за счет разрушения гранитоидов нелюкинского комплекса Алданского супертеррейна с возрастом 2.5–2.4 млрд лет [6, 12].

Проведенные исследования показали существенные отличия в вещественном составе метатерригенных пород албазинской и михайловской свит кевактинской серии Тонодского выступа фундамента Сибирской платформы, что может свидетельствовать о накоплении их протолитов в разных обстановках седиментации. U-Pb возраст зерен детритового циркона указывает на исключительно архейские источники для пород албазинской свиты и смешанные архейские – палеопротерозойские источники для пород михайловской свиты.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда, проект № 23-17-00196.

- [1] Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / Ред. М.С. Марков. М.: Наука, 1988. С. 122–133.
- [2] Гусев Н.И. Анабарский щит Сибирского кратона: вещественный состав, геохимия, геохронология. Saarbrücken: Lambert Academic Publishing, 2013. 188 с.
- [3] Гусев Н.И., Ларионов А.Н. Неоархейские санукитоиды Анабарского щита // Современные проблемы геохимии: Материалы всероссийского совещания (с участием иностранных ученых). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 2. С. 51–55.
- [4] Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н. Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. 2013. № 54. С. 45–59.
- [5] Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
- [6] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12, № 1. С. 46–67.
- [7] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 3–15.
- [8] Ларичев А.И., Видик С.В., Сергеев С.А., Осадчий И.В. Петрографическая характеристика и возраст пород Алдано-Анабарского блока фундамента Сибирской платформы по данным изучения керн глубоких скважин // Региональная геология и металлогения. 2022. № 92. С. 28–40.
- [9] Макарьев Л.Б., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Пай В.М., Скамейкина Л.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алдано-Забайкальская. Масштаб 1:1000000. Лист О-50 (Бодайбо): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 607 с.
- [10] Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алдано-Забайкальская. Масштаб 1:1000000. Лист О-49 (Киренск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012, 607 с.
- [11] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [12] Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 2. С. 3–12.
- [13] Baadsgaard H., Nutman A.P., Samsonov A.V. Geochronology of the Olondo greenstone belt // 7th International conference on Geochronology, Cosmochronology and isotope geology (September 24–29, 1990). Canberra: The Geological Society of Australia, 1990. P. 16.
- [14] Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.
- [15] 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.



АЛАМБАЙСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА САЛАИРСКОГО КРЯЖА. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ

Ф.И. Жимулев¹, А.В. Котляров¹, А.С. Степанов², М.А. Фидлер¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, zhimulev@igm.nsc.ru, kotlyarov@igm.nsc.ru, fidler.marina@gmail.com

² Ухань, Китайский университет наук о Земле, Совместный инновационный центр по разведке стратегических минеральных ресурсов, aleksandr@cug.edu.cn

Офиолитовые зоны рассматриваются как источники информации о палеоокеаническом этапе истории земной коры складчатых областей, а образование магматических пород офиолитовой ассоциации связывается с процессами спрединга. Однако в работах последних десятилетий показано, что большая часть офиолитовых зон складчатых областей сложена породами, близкими по геохимическому составу породам островных дуг и преддуговых блоков [1], образование которых связано с процессами заложения внутриокеанических зон субдукции [2], поэтому многие из офиолитовых зон должны рассматриваться как маркер процессов зарождения субдукции в палеоокеане, а не как индикатор океанического спрединга. Данная модель рассмотрена авторами на примере Аламбайской офиолитовой зоны (АОЗ) Салаирского кряжа.

АОЗ расположена в осевой части раннепалеозойского Салаирского орогена. Салаирский ороген является северным продолжением складчатых сооружений Горного Алтая и сложен преимущественно кембрийскими вулканитами, вулканомиктовым флишем и известняками. В палеотектоническом отношении Салаир представляет собой часть Кузнецко-Алтайской палеоостроводужной системы. В геологическом строении АОЗ важную роль играют меланжевые комплексы, выделяемые в картируемое тектоностратиграфическое подразделение, шалапский меланж. В структуре АОЗ выделяется два типа меланжей – серпентинитовые и терригенные. Серпентинитовые меланжи содержат блоки микрокварцитов, базальтов, известняков и габброидов. Матрикс терригенных меланжей сложен тонкозернистыми граувакковыми песчаниками и алевролитами, а включения представлены микрокварцитами, образующими оторженцы размером до первых километров, в подчиненном количестве присутствуют известняки, базальты и амфиболиты. Морфологическое разнообразие меланжевых комплексов объясняется различным положением раздельного срыва между субдуцирующей плитой и аккрецирующим материалом, согласно модели OPS-меланжей [3]. Обособления меланжа располагаются в поле вулканомиктового флиша позднекембрийско-раннеордовикского возраста. Базит-гипербазитовая ассоциация АОЗ включает серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, габброиды, базальты с подушечной отдельностью, а также блоки гранатовых амфиболитов ангурепского комплекса. Для характеристики гипербазитов АОЗ был изучен состав аксессуарных хромшпинелидов. Магнезиальность хромшпинели из гипербазитов АОЗ лежит в интервале 35–70 %, а хромистость – 50–90 %, что указывает на высокую степень деплетированности исходных ультрабазитов, которая характерна для комплексов основания внутриокеанических островных дуг и преддуговых блоков [4]. Кроме того, из современных аллювиальных отложений реки Степной Аламбай выделена популяция высокотитанистой (TiO_2 1–2 %) хромшпинели, источником которой являются блоки ОІВ базальтов и которая имеет плюмовое происхождение. Габбро из офиолитового меланжа характеризуются невысокими содержаниями титана и фосфора (TiO_2 0.3–1.2 %, P_2O_5 0.03–0.10 %). Для габбро характерны плоские редкоземельные спектры с содержанием редкоземельных элементов на уровне 10 хондритовых. По геохимическим признакам габбро может быть отнесено к породам островодужного происхождения. Базальты по геохимическим особенностям разделяются на две группы. Преобладают базальты первой группы, имеющие повышенные содержания титана, ниобия, фосфора, обогащенные легкими лантаноидами редкоземельные спектры и представляющие собой базальты ОІВ типа. Базальты второй группы близки по составу габброидам АОЗ. Гранатовые амфиболиты ангурепского комплекса идентичны по геохимическому составу габброидам из меланжа АОЗ [5].

АОЗ представляет собой фрагмент кембрийской аккреционной призмы. Офиолиты АОЗ характеризуются отсутствием магматических пород с геохимическими характеристиками MORB, а также крупных аллохтонных пластин, сохраняющих участки ненарушенной стратификации океанической литосферы. Гипербазиты и базиты зоны являются либо базальтами океанических островов (ОИВ), либо гипербазиитами, габброидами, амфиболитами и базальтами островодужного происхождения. Амфиболиты ангурепского комплекса могут представлять собой фрагмент базитового основания островодужной постройки (габбро или базальты), подвергшийся субдукции и впоследствии эксгумированный при столкновении зоны субдукции с симаунтом. Такая интерпретация объясняет как геохимические особенности амфиболитов ангурепского комплекса, так и отсутствие характерных индикаторов повышенного p/T градиента, так как погружение происходит не в составе «холодной» субдуцирующей плиты, а вдоль подошвы разогретого мантийного клина. Режим тектонической эрозии объясняет насыщенность субдукционного серпентинитового меланжа породами островодужного происхождения. Базит-гипербазитовая ассоциация АОЗ представляет собой результат тектонического совмещения пород преддугового блока и палеосимаунта в аккреционной призме. Породы преддугового блока могли быть сформированы при заложении внутриокеанической зоны субдукции и Салаирского сегмента кембрийской островодужной системы. Образование шалапского субдукционного меланжа связано со столкновением внутриокеанической островной дуги с цепью палеосимаунтов в раннем кембрии. В условиях реорганизации зоны субдукции происходит эксгумация узкой тектонической пластины гранатовых амфиболитов ангурепского комплекса. Олистолиты гранатовых амфиболитов попадают в метаморфизованный осадочный меланж позднее 500 млн лет [5], что позволяет датировать возраст шалапского меланжа поздним кембрием.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00033.

- [1] *Condie K.C., Stern R.J.* Ophiolites: Identification and tectonic significance in space and time // *Geoscience Frontiers*. 2023. V. 14, № 6. 101680.
- [2] *Stern R.J., Reagan M., Ishizuka O., Ohara Y., Whattam S.* To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites // *Lithosphere*. 2012. V. 4, № 6. P. 469–483.
- [3] *Wakita K.* OPS mélange: a new term for mélanges of convergent margins of the world // *International Geology Review*. 2015. V. 57. P. 529–539.
- [4] *Dick H.J.N., Bullen T.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 86. P. 54–76.
- [5] *Zhimulev F.I., Kotlyarov A.V., Travin A.V., Fidler M.A., Khuurak A.A.* The Shalap Mélange of the Salairian Alambay Ophiolite Zone (Northwestern Central Asian Orogenic Belt), geological structure and compositional features of amphibolites and greenstone basalts // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2024. V. 15, № 3. 757.



РАННЕ- И СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.Д. Зиндобрый, М.М. Буслов

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

На Горном Алтае выделяются следующие геодинамические комплексы аккреционного орогена, сформированные в венде – палеозое на окраине Сибирского континента [1]: 1) венд-раннеордовикская Кузнецко-Алтайская островная дуга, представленная толеит-бонинитовыми и известково-щелочными сериями вулканоплутонических пород и турбидитами преддугового прогиба; аккреционным комплексом, состоящим из турбидитов глубоководного желоба и фрагментов океанической коры; карбонатно-терригенными породами задугового бассейна; 2) ордовикско-раннедевонские карбонатно-терригенные породы пассивной окраины; 3) девонско-раннекарбоновые вулканоплутонические комплексы активной окраины. Аккреционный ороген на территории Горного Алтая с юга и востока ограничен от раннепалеозойских метатерригенных пород Алтае-Монгольского террейна, представляющего огромный Казахстанско-Байкальский коллизийный ороген, среднепалеозойской Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоной (ЧТУС).

Для хорошо изученных Чарышко-Теректинского и Саянского сегментов сутурно-сдвиговой зоны характерно тектоническое чередование раннепалеозойских турбидитов, метаморфизованных до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, серпентинитовых меланжей с блоками габбро-пироксенитов, метаосадочных пород и метабазальтов, метаморфизованных в глаукофансланцевой фации. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по белым слюдам и натровым амфиболам из глаукофановых сланцев Уймонской зоны Чарышко-Теректинского сегмента и Куртушибинской зоны Саянского сегмента [2] указывают на ранне- и среднеордовикский возраст субдукционного процесса.

Улаганский сегмент сутурно-сдвиговой зоны расположен в восточной части Горного Алтая, где большую роль играют позднепалеозойские сдвиги и надвиги [3–5]. Они разделяют его на Телецкий, Саратанский и Чульчинский блоки, сложенные тектоническими пластинами базальтов и терригенно-кремнистых пород зеленосланцевой фации метаморфизма мощностью от десятков до сотен метров. Последние представлены ритмично-слоистыми метапесчаниками и метаалевролитами; ритмы часто завершаются прослоями кремнистых пород мощностью до первых сантиметров. В основании метаморфического комплекса повсеместно расположены фрагменты офиолитовой ассоциации, представленные серпентинитовыми меланжами.

Наиболее крупный (длиной до 60 км и шириной выхода до 8–10 км) Кабак-Тайгинский офиолитовый массив расположен в междуречье рек Чулышман и Башкаус. В строении серпентинитового меланжа принимают участие пластины зеленосланцевых пород (метабазальты и метатурбидиты), а также блок габбро-диабазов, прорванный дайкой лейкоплагиогранитов. Выявлено, что U/Pb возраст цирконов из габбро равен 533 ± 14 млн лет, из лейкоплагиогранитов – 505 ± 12 млн лет, что позволяет считать время формирования офиолитовой ассоциации в пределах раннего – среднего кембрия.

Метавулканогенные породы Телецкого, Саратанского и Чульчинского блоков по геохимическому составу обладают характеристиками базальтов задугового спрединга. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [6], и спайдер-диаграммы для сланцев и метапесчаников свидетельствуют об их образовании из продуктов разрушения надсубдукционных магматических пород и базальтов срединно-океанических хребтов. Согласно результатам U/Pb датирования детритовых цирконов из метапесчаников [7] выделяются две возрастные популяции: неопротерозойская с пиками на 786 и 851 млн лет и венд-кембрийская с пиками на 516 и 522 млн лет. Цирконы имеют осцилляторную зональность, что позволяет считать протолитами метатерригенных пород магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги и осадоч-

ные породы Алтае-Монгольского террейна, содержащие неопротерозойские детритовые цирконы. Возраст наиболее молодой популяции цирконов в 563–472 млн лет указывает на то, что нижней возрастной границей формирования терригенных пород является ранний ордовик.

Данные минералогической термобарометрии по амфиболам и плагиоклазам из кристаллических сланцев указывают на их формирование при *PT*-условиях эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации метаморфизма. Время эксгумации метабазальтов и метатурбидитов в нижние уровни земной коры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом оценено как 406 ± 3 и 400.4 ± 4.3 млн лет соответственно.

Тектонические пластины Телецкого блока прорваны Алтынтаусским, Онышским, Каракудюрским и Кубадринским гранитоидными массивами. Два последних характеризуются отчетливой зональностью: к периферии тяготеют породы ранних фаз (габбро, диориты, кварцевые диориты и тоналиты), а к центральной части – породы поздних фаз (гранодиориты и граниты) [8, 9]. Петрогеохимические характеристики пород массивов демонстрируют их образование в надсубдукционной обстановке. Цирконы из лейкогаббро Каракудюрского массива обладают конкордантными значениями возраста на уровне 413 ± 5 млн лет [10], из гранодиоритов – 419 ± 4 млн лет. Близкими значениями *U/Pb* возраста цирконов обладают кварцевые диориты Кубадринского массива: 410 ± 13 и 422 ± 7 млн лет [10]. Онышский и Алтынтаусский массивы менее изучены: лейкограниты первого из них демонстрируют *U/Pb* возраст по цирконам, равный 412.1 ± 3.3 млн лет [11], а граниты второго – 419 ± 11 млн лет [12].

Таким образом, зеленосланцевые комплексы восточной части Горного Алтая представлены тектоническим чередованием метабазальтов задугового бассейна и метатерригенно-кремнистых пород глубоководного желоба. Они подстилаются серпентинитовым меланжем с блоками габбро-диабазов дайкового комплекса офиолитовой ассоциации. Их ранне- и среднекембрийский возраст указывает на формирование спрединговых процессов в данном регионе. Возраст наиболее молодой популяции детритовых цирконов из метатерригенных пород указывает на нижнюю возрастную границу их осадконакопления не древнее раннего ордовика. В силуре – раннем девоне на данной территории протекали аккреционные процессы, маркирующиеся эксгумацией метаморфических пород и внедрением гранитоидных массивов, свидетельствующими о начале коллизионного этапа развития восточной части Горного Алтая. Полученные результаты подтверждают тектоническое районирование Горного Алтая [1] и делают акцент на рассмотрении ЧТУС как сутурной зоны кембрийского задугового бассейна, сформированного в тыловой части Тувино-Монгольской островной дуги.

Исследования выполнены в рамках проектов НИР ИГМ СО РАН 122041400057-2 и РНФ 22-17-00038.

- [1] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаттор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1627.
- [2] 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.
- [3] Буслов М.М., Синтубин М. Структурная эволюция Телецкой зоны Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 91–98.
- [4] Смирнова Л.В., Тениссен К., Буслов М.М. Кинематика и динамика формирования позднепалеозойской структуры Телецкого региона (зона сочленения Горного Алтая и Западного Саяна) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 115–127.
- [5] Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N. Late Paleozoic faults of the Altai region. Central Asia: tectonic pattern and model of formation // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 655–671.
- [6] Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
- [7] Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Jiang Y., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishchik E.E. The Early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implication from geochemical and detrital zircon *U-Pb* and *Hf* isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh-Terekta-Ulagan-Sayan suture zone // Gondwana research. 2016. V. 34. P. 1–15.
- [8] Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gorny Altai // Guide-book of excursion. IGCP Project 283. Novosibirsk, 1993. 122 p.

- [9] Гусев Н.И. Геологическое строение и полезные ископаемые Курайской рудной зоны в Горном Алтае: отчет Чуйской партии о результатах геологического доизучения площади масштаба 1:50000, проведенного в 1983-91г.г. в Курайской рудной зоне Горного Алтая. Листы М-45-56-В, Г; -68-А, Б, Г; -69-А, Б, В, Г; -70-В, Г. Малоенисейское, 1991ф. 198 с.
- [10] Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Vandoorne W., Ryabinin A., Van Den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai – Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): Zircon U/Pb constraints on the igneous record // *Gondwana Research*. 2011. V. 20. P. 465–484.
- [11] Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алтай-Саянская. Лист М45 (Горно-Алтайск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.
- [12] De Grave J., Buslov M.M., Van Den Haute P., Metcalf J., Dehandschutter B., McWilliams M.O. Multi-method chronometry of the Teletskoye graben and its basement, Siberian Altai Mountains: new insights on its thermo-tectonic evolution // *Geological Society, London, Special Publications*. 2009. V. 324. P. 237–259.



ТЕКТОНОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКАЯ ПАРАДИГМА В НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

М.Ю. Зубков

Тюмень, ООО «Западно-Сибирский геологический центр», ZubkovMYu@mail.ru

Одним из главных геофизических методов изучения внутреннего строения Западно-Сибирского осадочного бассейна и фундамента является сейсморазведка. Однако результаты сейсморазведочных работ используются далеко не в полной мере, так как они лишь позволяют выделять разнообразные тектонические структуры в фундаменте и осадочном чехле, реже – прогнозировать литологический состав осадков и фазовое состояние флюидов, заполняющих их поровое пространство. Используя лишь данные сейсморазведки, невозможно получить достоверные представления о распределении напряжений, которые возникли в фундаменте и осадочном чехле в результате роста поднятий, выделить зоны сжатия и разуплотнения, а также участки, где формируются трещинные дислокации в их пространственной ориентации, по которым возможна активная миграция флюидов. Чтобы повысить информативность результатов сейсморазведочных работ, необходимо привлечение тектонофизического моделирования и флюидодинамики, которые используются в комплексе с данными сейсморазведки [1, 2]. Тектонофизическое моделирование формирования различных тектонических структур в пределах Западно-Сибирского бассейна облегчается тем, что большинство из них имеют очень молодой (кайнозойский) возраст, что подтверждается тем фактом, что они прослеживаются от фундамента до самых молодых палеоген-нижнеэоценовых отложений [1, 2].

Рассмотрим примеры трехслойных оптико-поляризационных моделей, построенных по часто встречаемым на сейсмических разрезах положительным тектоническим структурам (рис. 1, а, з).

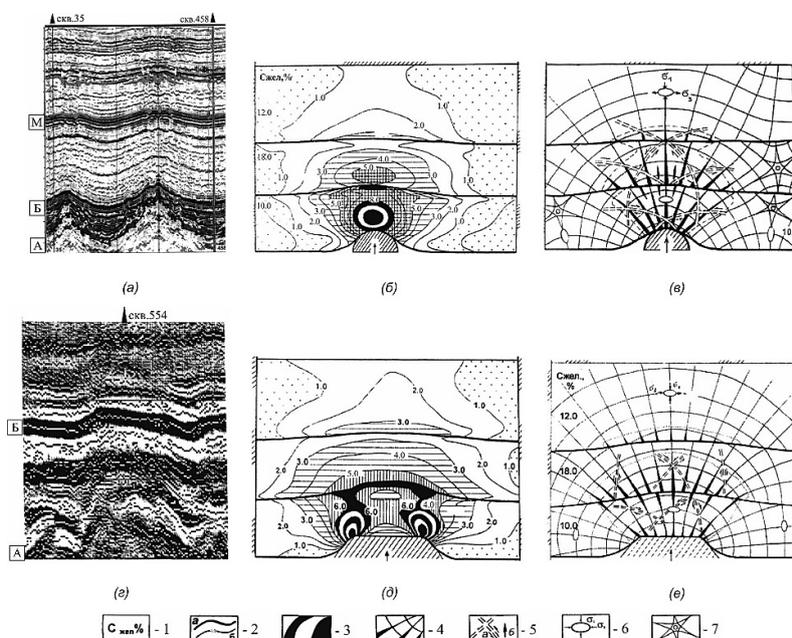


Рис. 1. Сейсмопрофили (а, з) и расшифровка построенных на их основе оптико-поляризационных моделей (б, в, д, е). 1 – концентрация желатина; 2: (а) – границы между желатиновыми слоями, (б) – изохромы (уровни касательных напряжений); 3 – максимальные значения изохром (более 8); 4 – траектории нормальных напряжений (σ_1), их уширения – прогнозируемые трещины; 5: а – траектории касательных напряжений (τ_{\max}), б – направление движения антиклинальных блоков; б – эллипсоид деформации; 7 – изотропная точка (по [2]).

Над симметричным антиклинальным поднятием типа подземного «вулкана» сформировались две зоны – высоких и повышенных касательных напряжений. Одна непосредственно над его вершиной и вторая на некотором расстоянии – в подошвенной части среднего слоя (рис. 1, б). Нижняя зона – это зона сжатия, а верхняя – растяжения. На сейсмическом разрезе последняя представляет собой участок разуплотнения или просадки осадков (рис. 1, а). В обеих возникших зонах высокого (внизу) и повышенного (вверху) касательных напряжений по результатам анализа ориентации изоклин прогнозируется образование субвертикально направленных трещин, поэтому если амплитуда поднятия достаточно велика, то обе зоны деструкции объединяются и формируется протяженный высокопроницаемый участок, позволяющий беспрепятственно мигрировать флюидам в субвертикальном направлении (рис. 1, в).

В случае трапецевидного поднятия (рис. 1, з) распределение касательных напряжений носит иной характер (рис. 1, д). В этой модели максимальные значения касательных напряжений концентрируются на его бортах (зоны сжатия), а повышенные присутствуют в виде протяженной зоны в подошве среднего слоя – это зона растяжения (рис. 1, д). С помощью уровней касательных напряжений и ориентации изоклин прогнозируется плотность и ориентация трещин, возникающих в осадках в этой ситуации. Следует отметить, что именно в такой тектоноструктурной ситуации оказалась высокодебитная скв. 554 Салымского месторождения, которая попала в описанную выше протяженную зону разуплотнения и трещиноватости (рис. 1, з–е).

Механизм формирования зон разуплотнения или просадки осадков над растущим поднятием отчетливо проявляется в двумерной тектоноседиментационной модели (рис. 2, а).

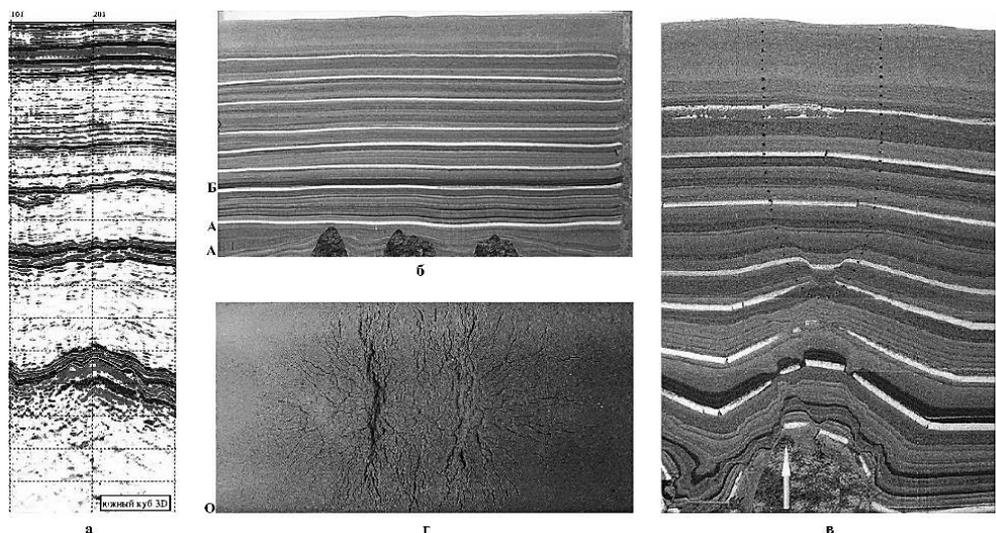


Рис. 2. Двумерная тектоноседиментационная модель роста антиклинальных блоков. (а) – исходное состояние модели; (б) – после роста центрального поднятия; (в) – зона просадки (разуплотнения); (г) – вышедшая на поверхность модели (по [2]).

Вздымающийся антиклинальный блок смещает перекрывающие его осадки не только вверх, но и в субгоризонтальном направлении. Именно это субгоризонтальное смещение осадков и вызывает формирование над его вершиной зоны просадки или разуплотнения (рис. 2, б). Если амплитуда поднятия достаточно большая, то на поверхности модели формируется малоамплитудное поднятие, в центре которого возникает грабенообразный провал, окаймленный многочисленными трещинными дислокациями (рис. 2, б, в). Аналогичная тектоноструктурная ситуация наблюдается в районе оз. Самотлор, которое находится в центре малоамплитудного поднятия, а по сформировавшейся под ним субвертикальной зоне дробления, обусловленной ростом высокоамплитудного поднятия, в его воды проникли ювенильные газы (преимущественно метан), из-за чего в нем полностью отсутствуют живые организмы. По этой причине его название с хантыйского переводится как «мертвая вода».

В северной части Западно-Сибирского бассейна, наряду с тектоникой, активно проявляет себя и флюидодинамика (рис. 3) [3]. Формирование «вулканоподобных» структур, наблюдаемых на аксонометрических поверхностях, построенных по данным сейсморазведки 3D, обусловлено огромными различиями в плотности газа (метана) и пластовых вод (на порядок и более). В ре-

зультате вытеснения пластовых вод ювенильным метаном начинают формироваться зоны аномально высоких пластовых давлений (АВПД), которые в зависимости от мощности газонасыщенной толщи могут составлять от первых десятков до нескольких сотен атмосфер. При достижении критических значений АВПД, превышающих величину давления прорыва перекрывающей толщи, формируется структура подземного «вулкана», а газ перемещается в залегающий выше коллектор. Если описываемое явление происходит вблизи земной поверхности, то в результате выброса газа формируются известные на севере Западной Сибири «трубки взрыва» [3].

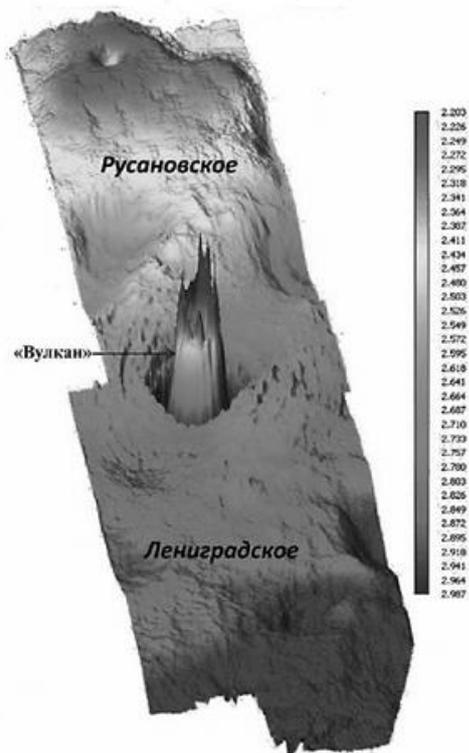


Рис. 3. Аксонометрическая поверхность отражающего горизонта Б (баженовская свита) по материалам сейсморазведки 3D, район Русановского и Ленинградского месторождений (по [3]).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что существующая осадочно-миграционная гипотеза формирования углеводородных залежей явно устарела, так как она не способна однозначно и достоверно описывать процесс генерации и эмиграции нефтидов в породы – коллекторы. Напротив, тектонофлюидодинамические процессы способны дать ответы на вопросы об образовании и миграции нефтидов, которые вызваны активностью эндогенных факторов и, в первую очередь, внедрением в земную кору и осадочный чехол магматических тел различного размера из астеносферы.

- [1] *Зубков М.Ю., Бондаренко П.М.* Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования // Геология нефти и газа. 1999. № 11–12. С. 31–40.
- [2] *Zubkov M.Yu.* Application of experimental tectonic methods in petroleum geology on the examples of deposits in Western Siberia // Geotectonics. 2019. V. 53, № 3. P. 383–398.
- [3] *Бородкин В.Н., Смирнов О.А., Плавник А.Г., Лукашов А.В., Трусов А.И.* Отображение модели вертикальной миграции углеводородов в пределах акватории Карского моря по материалам сейсморазведки 3D // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2023. № 1 (373). С. 15–22.



ПАРАДОКС ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ: НАЛИЧИЕ МОЩНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ОТСУТСТВИЕ ГРАНАТОВОЙ МЕТКИ У НИЗКОТИТАНИСТЫХ БАЗАЛЬТОВ

А.В. Иванов¹, Е.И. Демонтерова¹, А.М. Дымшиц¹, С.А. Писаревский^{1,2},
В.С. Каменецкий³, Дж.Р. Фулджер⁴, Дж. Фетean⁵

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru

² Перт, Кёртинский университет, Sergei.Pisarevskiy@curtin.edu.au

³ Чиндао, Институт океанологии Китайской академии наук, Dima.Kamenetsky@hotmail.com

⁴ Дарем, Университет Дарема, gillian.foulger@gmail.com

⁵ Дерби, Университет Дерби, j.phethean@derby.ac.uk

В пределах многих трапповых провинций мира выделяются два типа пород по титанистости – высокотитанистый и низкотитанистый. Первый тип пород характеризуется концентрациями элементов и спектром распределения на диаграмме нормирования к примитивной мантии, близким к тому, что называется геохимическим типом базальтов океанических островов (OIB – ocean island basalt). Уровень концентраций и форма спектров второго типа пород близки к базальтам вулканических дуг надсубдукционных обстановок (IAB – island arc basalts). Так, на основе преобладающего типа пород в работе [4] предложено подразделять трапповые провинции на плюмовые с преобладанием высокотитанистых пород и субдукционные с преобладанием низкотитанистых пород. Высокотитанистые и низкотитанистые магмы в разных провинциях могли извергаться в разное время и формировать последовательности в одном и том же регионе или наоборот – извергаться практически одновременно в географически разных регионах. Например, в пределах распространения Сибирских траппов извержения начинались магмами высокотитанистого типа, потом шли объемные извержения низкотитанистых магм, а затем все завершалось извержениями высокотитанистых магм. В провинции Кару-Феррар временное соотношение высокотитанистых и низкотитанистых пород не столь очевидно, но, возможно, магматизм начинался извержениями низкотитанистых магм, а завершался высокотитанистыми магмами. При этом общая особенность – высокотитанистые породы, достаточно разнообразные по химсоставу, встречаются более локально, а низкотитанистые, с узким диапазоном химических составов, распространены на огромных территориях и встречаются в колоссальных объемах.

Спектры распределения элементов у высоко- и низкотитанистых пород использовались для оценки источников и глубины плавления магм. Так, например, на диаграммах нормирования к примитивной мантии высокотитанистые породы имеют крутой наклон от легких к тяжелым редкоземельным элементам, а низкотитанистые – пологий наклон. Первое говорит о присутствии граната в качестве реститовой фазы в источнике плавления, а второе – об отсутствии граната в рестите. Отсюда обычно делается вывод, если в низкотитанистых породах нет гранатовой метки, значит, выплавление таких магм происходило на уровне малоглубинной (<100 км) шпинельсодержащей мантии. В частности, на этом основании обосновывается деламинация литосферной мантии и продвижение плюма на высокие уровни с его декомпрессионным плавлением [6]. В то же время свидетельств деламинации для Сибири не наблюдается. Геотермобарометрия по мантийным ксенолитам из кимберлитов дает термальную мощность литосферы в среднем 220 км как в допермско-триасовое время, так и после него (т.е. до и после формирования Сибирских траппов) [1]. Аналогичная мощность литосферы для тех же районов устанавливается сейсмической томографией на современное время [3]. Еще более яркий пример, показывающий, что низкотитанистые магмы трапповых провинций изливались поверх мощной литосферной мантии, являются траппы провинции Кару в Лесото. Там километровые мощности низкотитанистых пород прорываются более молодыми алмазоносными кимберлитами, что говорит о мощности литосферы >160 км. Таким образом, существует парадокс – геохимические вариации составов низко-

титанистых пород говорят, о формировании их магм без контроля гранатом, что интерпретируется как плавление малоглубинной перидотитовой мантии (<100 км), тогда как имеющиеся данные говорят о том, что литосфера при этом оставалась толстой (>160 км).

В этом докладе предполагается, что отсутствие гранатовой метки в базальтах не является свидетельством плавления малоглубинной мантии, а очевидным образом говорит лишь об отсутствии граната в виде реститовой фазы. Такое возможно в случае, если источник плавления изначально был обеднен алюминием, что определяло малое количество граната в источнике, а высокие степени частичного плавления приводили к полному плавлению граната. В докладе будет показано, что в основании кратонной литосферы, весьма вероятно, находятся такие обедненные породы, плавление которых осуществлялось при насыщении их водой и другими компонентами, снижающими температуру плавления [2]. Плавление могло осуществляться в течение долгих промежутков времени с формированием крупного глубинного магматического очага, который быстро опустошался в результате формирования сквозьлитосферных глубинных разломов [5].

- [1] Писаревский С.А., Иванов А.В., Донская Т.В. и др. Сибирский кратон и его складчатое обрамление в истории Земли: палеогеография, палеогеодинамика и полезные ископаемые. Иркутск: ООО «Восточно-Сибирская типография», 2023. 232 с.
- [2] Ivanov A.V., Litasov K.D. The deep water cycle and flood basalt volcanism // International Geology Review. 2014. V. 56. P. 1–14.
- [3] Priestly K., DeBayle E. Seismic evidence for a moderately thick lithosphere beneath the Siberian Platform // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. 3.
- [4] Puffer J.H. Contrasting high field strength element content of continental flood basalts from plume versus reactivated-arc sources // Geology. 2001. V. 29. P. 675–678.
- [5] Silver P.G., Behn M.D., Kelley K., Schmitz M., Savage B. Understanding cratonic flood basalts // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 245. P. 190–201.
- [6] Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutsкая N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Y.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // Nature. 2011. V. 477. P. 312–316.



СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА ТЕРРИТОРИЙ г. ИРКУТСКА

Н.В. Иванова, Л.П. Бержинская

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

Обеспечение приемлемого уровня сейсмического риска градостроительной системы города – это снижение уязвимости и ущерба, возможных потерь при землетрясениях, фактор, который необходимо учитывать для устойчивого социально-экономического развития территории. Комплексная оценка исследуемой территории проводилась на основании моделирования объектов риска с учетом всех предыдущих этапов исследования на рассматриваемом участке.

Для сравнительной оценки сейсмического риска различных участков в пределах одного крупного населенного пункта были выбраны две городские территории – Лисиха в Октябрьском округе и Глазково в Свердловском округе города Иркутска. Каждая из территорий в дальнейшем была поделена на участки в зависимости от сейсмичности и рельефа площадки, конструктивной сейсмической уязвимости построенных типов зданий, этажности, физического и сейсмического износа жилых домов, плотности застройки [1–3]. В целом, существующая застройка выбранных для сопоставления территорий очень разнообразна и представлена теми же видами и конструктивными типами зданий, которые присутствуют и в других округах города [2, 4]. Среди них кирпичные 4–5-этажные жилые дома серий 1-306с (классы С6 и С7) и 114с (классы С7 и С7.5); крупнопанельные 5- и 9-этажные серии 135с (класс С8), 4–5-этажные серии 1-335с, 1-335АС (классы С6 и С7); деревянные и кирпичные 1–2-этажные и 1–3-этажные шлакоблочные (классы С5, С6 и С6,5), а также современные 10–18-этажные монолитные и каркасно-монолитные здания (класс С8), построенные в последние десятилетия (рисунок).

Следует отметить, что территория Лисихи, расположенная на правом берегу р. Ангары, наиболее приближена к центральной части Иркутска [1, 2]. Этот район развивается и застраивается современной высокоплотной многоэтажной жилой и общественной застройкой наиболее быстрыми темпами, по сравнению с левобережной территорией Глазково. В Глазково также наблюдается строительство современных многоэтажных зданий, хотя их количество и плотность распределения по территории значительно ниже.

В процессе исследований применялась единая методика оценки сейсмического риска для обеих территорий. Согласно методике [2, 4] территория Глазково была разделена на четыре участка.

К первому участку, довольно большому по площади, отнесены территории с низкоплотной частной неблагоустроенной застройкой – деревянные и кирпичные 1–2-этажные жилые дома, имеющие разную степень физического и сейсмического износа и сроки эксплуатации. Согласно шкалам сейсмической интенсивности подобные здания, как правило, относятся к классу сейсмостойкости С5, С6 и С7. Сейсмичность территории первого участка, согласно картам ОСР-2015, составляет 8 баллов.

Территории второго участка активно застраивались в советский период – с начала 1960-х до начала 1990-х гг. прошлого века. Здесь представлено большое разнообразие типов застройки, большинство из которых за 40–60 лет эксплуатации получили высокий физический износ конструкций, особенно наружных стен из легкого бетона. Это крупнопанельные 5-этажные дома серии 1-335с с наружными стенами из газозолобетона; кирпичные 4-этажные серии 1-306с и 4–5-этажные кирпичные более ранней постройки, 50–60-е гг. XX в. (сталинки); большое количество 2-этажных деревянных и кирпичных домов с деревянными перекрытиями постройки 30–60-х гг., многие из которых находятся в аварийном техническом и эксплуатационном состоянии; шлакоблочные 1–3-этажные жилые дома, возведенные также в 30–40-е гг. XX в. Дефицит сейсмостойкости перечисленных зданий составляет 1–3 балла.

На третьем участке также преобладает советская застройка, но уже 60–70-х гг. XX в.: кирпичные 5-этажные дома серии 1-306с и крупнопанельные 4-5-этажные серии 1-335с с наружными стенами из газозолобетона; 5-этажные кирпичные серии 1-114, крупнопанельные 5-этажные серии И-163.04, а также здания серий 1-464 АС (КПД) и 1-447 (шлакоблочные). За последние десятилетия отмечен рост большого количества зданий высотой 2–9 этажей, возведенных по индивидуальным проектам. В целом, дефицит сейсмостойкости зданий на третьем участке оценивается в 0–2 балла.

Жилые дома на четвертом участке – это современные монолитные и каркасно-монолитные здания повышенной этажности, а также 9-этажные серии 135с (КПД), 5-этажные серии 1-114 (кирпичные) постройки 80–90-х гг. XX в., 7–9 этажные серии 1.120с (безригельный каркас), дефицит сейсмостойкости которых оценивается в 0–1 балл.

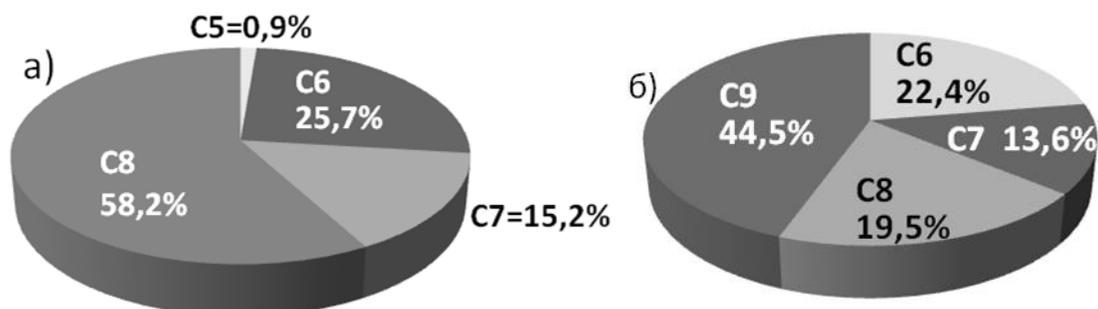
Территория Лисихи в процессе работы была разделена на пять участков [1, 2].

Основной застройкой первого участка являются старые 1-этажные деревянные жилые дома, техническое состояние которых различное. Дефицит сейсмостойкости 0–3 балла.

На территории второго участка в основном жилые дома, возведенные по типовым проектам: кирпичные 5-этажные серии 114с и 1-306с; крупнопанельные 5-этажные серии 335с; 5- и 9-этажные серии 135с.

На третьем участке расположен гаражный кооператив и татарское кладбище, поэтому данный участок местности в дальнейшем не рассматривался.

Четвертый и пятый участки застраивались параллельно современными монолитными и каркасно-монолитными зданиями повышенной этажности, выполненными по индивидуальным проектам, однако и 5–9-этажная крупнопанельная и кирпичная застройка здесь также присутствует.



Распределение общей площади жилой застройки (тыс. м²) по классам сейсмостойкости:
(а) – в Глазково; (б) – в Лисихе.

Результаты расчета сейсмического риска от возможного сценарного землетрясения интенсивностью 8 баллов, для двух территорий показали, что большая их часть подвержена потенциальному сейсмическому риску. Дифференциация территорий по участкам в зависимости от инженерно-геологических и сейсмологических условий, а также вследствие уязвимости объектов риска (зданий, населения и инженерной инфраструктуры) позволила оценить в количественном отношении уровень индивидуального риска для населения и средней степени повреждений для зданий на разных участках обеих территорий. В качестве приемлемого уровня риска использована величина 1×10^{-5} (чел./чел. год или 1/год).

На первом и втором участках территории Глазково показатели социально-экономического ущерба от сценарного землетрясения интенсивностью 8 баллов оказались максимальными, а сейсмический риск можно отнести к «высокой» степени опасности. При этом относительный максимальный ущерб от землетрясения составит 44 и 52 % соответственно. На третьем участке доля зданий, получивших 4-ю и 5-ю степень повреждений («частичное» и «полное разрушение» зданий) по шкале ШСИ-17 оценивается чуть более 20 %, а по величине сейсмической опасности относится к «умеренному» риску. На четвертом участке, где присутствуют современные здания повышенной этажности с минимальным физическим износом или без него, уровень повреждений по сейсмической шкале не превысил 1–3-ю степень (от «легких до «тяжелых») повреждений зданий.

Результаты расчета по Лисихе выявили более высокие показатели социально-экономического ущерба от сценарного землетрясения интенсивностью 8 баллов. Уровень сейсмического

риска на первом участке оценивается как «весьма высокий», а на втором участке – как «высокий». Четвертый и пятый участки отнесены к «умеренному» риску. Индивидуальный сейсмический риск не превышает «приемлемый уровень» сейсмического риска только на двух исследуемых территориях – 4 и 5-м участках. Максимальный материальный ущерб (от первоначальной стоимости жилого фонда) приходится на участки 1 и 2 и составит 37 и 20 % соответственно.

Выполненные исследования и расчет сейсмического риска позволили в двух округах г. Иркутска выявить наиболее уязвимые типы жилой застройки, наметить и обосновать меры превентивных мероприятий на случай землетрясения, разработать пути и способы повышения уровня сейсмобезопасности уязвимых территорий Глазково и Лисихи.

- [1] Пуляевская Е.В., Бержинская Л.П., Иванова Н.В. Градостроительная оценка сейсмической уязвимости территорий на примере жилого района г. Иркутска // Известия вузов. Инвестиции. Строительство. Недвижимость. 2019. Т. 9, № 3 (30). С. 632–643.
- [2] Бержинская Л.П. Сейсмический риск урбанизированных территорий: учебное пособие. Иркутск: Изд-во ИРНТУ, 2020. 132 с.
- [3] 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.org/10.21455/VIS2022.1-2.
- [4] Бержинская Л.П., Ружич В.В., Саландаева О.И., Акбиев Р.Т. Разработка методических принципов комплексной прогностической оценки региональной сейсмобезопасности // Природные и техногенные риски. Безопасность сооружений. 2023. № 2 (63). С. 26–34.



ДАЙКИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАК ИНДИКАТОР ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМ В ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КАМЕРАХ

А.Э. Изох¹, В.В. Егорова¹, И.Ф. Чайка², Р.А. Шелепаев¹, В.Р. Трофимова¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, izokh@igm.nsc.ru

² Черноголовка, Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, ivanlab211@gmail.com

Проведено исследование лампрофировых даек, относящихся к различным сериям: лампроитовой, камптонитовой и анкармитовой. Изучение высококалийевых лампрофировых даек тобукского комплекса в Рябиновом массиве (Центрально-Алданская мезозойская магматическая провинция) показало, что они относятся к одной серии, образовавшейся в результате дифференциации высокомагнезиальной лампроитовой магмы в промежуточной камере [1]. Состав даек тобукского дайкового комплекса эволюционирует от оливин-диопсид-флогопитовых и диопсид-флогопитовых лампроитов через минетты до микросиенитов и сиенит-порфиоров. Ранняя кристаллизация высокомагнезиального оливина и хромита в промежуточной камере может приводить к формированию дунитовых кумулятов, сходных по составу с дунитами Инаглинского массива. После кристаллизации оливина с хромитом следует котектическая кристаллизация клинопироксена и оливина, а затем клинопироксена и флогопита и завершается последовательность эвтектической кристаллизацией Na-клинопироксена, флогопита и калишпата. Дифференциация лампроитовой магмы осложняется силикатно-карбонатной ликвацией, которая фиксируется в минеттах в виде карбонатно-силикатных глобул и интерстициальных карбонатов Ca и Mg. Кроме этого, признаком ликвации является зональность по содержанию Sr в апатите, Ba во флогопите и калишпате. Отделение карбонат-флюоритового расплава может приводить к формированию карбонатитовых и флюорит-карбонатитовых жил, которые описаны в скважинах массива Рябиновый. Породы изученной серии по большинству геохимических и минералогических признаков близки низкотитанистым лампроитам Средиземноморского постколлизийного пояса и Северного Вьетнама и отличаются от типичных высокотитанистых лампроитов внутриплитных обстановок.

Изучение эволюции щелочно-базальтоидной магмы с учетом промежуточных камер проведено на примере ордовикских камптонитовых даек Западного Сангилена, Юго-Восточная Тува. В них впервые обнаружены мегакристы (до 4 см) хорошо ограненного оливина и его сростки с мегакристами клинопироксена. Состав мегакристов оливина (Mg# 81–83, NiO 0.2–0.3 мас. %) отличается от состава оливинов из мантийных и габброидных ксенолитов [2]. С использованием клинопироксенового геобарометра П. Нимица [3] показано, что оливин является ликвидусной фазой, кристаллизовавшейся из щелочно-базальтоидного расплава при давлении 10–13 кбар в промежуточной магматической камере, расположенной на глубине 34–43 км, что отвечает границе МОХО для Западного Сангилена. Проведены геологические, петрографические и геохимические исследования разнообразных лампрофировых даек. Наименее фракционированными являются дайки камптонитов, которые выносят ксенолиты мантийных и коровых пород. Наличие мегакристов и вкрапленников оливина, клинопироксена, амфибола, биотита позволяет предполагать, что кристаллизация расплавов происходила на разных уровнях в промежуточных камерах. Глубинная камера (13 кбар) – мегакристы: оливин → оливин+клинопироксен → биотит → амфибол. Промежуточная камера (10–8 кбар): вкрапленники: оливин → оливин+клинопироксен → биотит → амфибол. Основная масса кристаллизовалась на уровне становления даек (3–4 кбар). Порядок кристаллизации: клинопироксен + биотит + апатит + титаномагнетит → ±амфибол → нефелин и полевоый шпат. Петрохимические и геохимические данные свидетельствуют, что в процессе дифференциации образовалась вся последовательность даек от ультраосновных до средних составов [4]. Наличие комбинированных даек, в которых одновре-

менно присутствуют продукты разных этапов фракционирования, позволяет предполагать систему эшелонированных промежуточных камер, по аналогии с установленной авторами ранее многокамерной системой для габброидов из ксенолитов [5].

Полибарическая кристаллизация обосновывается и для анкармитов и базальтов усть-семиинской свиты Горного Алтая [6]. Базальтоиды усть-семиинской свиты обогащены вкрапленниками высокомагнезиального клинопироксена $Mg\#$ до 94 (от 20 до 40–50 об. %) с высоким содержанием Cr_2O_3 – до 1.11 мас. %, располагающимися в клинопироксен-плагиоклазовой микролитовой основной массе. Помимо вкрапленников клинопироксена наблюдаются вкрапленники оливина и плагиоклаза (An_{49-71}), амфибола с $Mg\#=55.7-68.2$ и хромшпинели с хромистостью $Cr\#=36.2-41.7$. Включения хромшпинели в высокомагнезиальном клинопироксене имеют более высокую хромистость ($Cr\#$ до 72.8). Базальты усть-семиинской свиты весьма неоднородны по химическому составу и делятся на две основные группы: высококальциевую ($MgO=7.98-14.77$ мас. % и $CaO/Al_2O_3=1.0-1.8$) и низкокальциевую ($MgO=2.84-9.89$ мас. % и $CaO/Al_2O_3=0.2-0.9$). Сопоставление полученных данных по высококальциевым базальтам усть-семиинской свиты с анкармитами позволяет относить их к этому типу пород. Низкокальциевые базальты усть-семиинской свиты образовались в результате фракционирования анкармитового расплава в промежуточных камерах. Ликвидусными фазами для анкармитов являются оливин и хромит, затем кристаллизуется оливин с клинопироксеном и клинопироксен с плагиоклазом. На заключительных этапах кристаллизуется калишпат и биотит, что приводит к формированию монцогаббро и монцодиоритов барангольского комплекса [6]. Оценки с использованием клинопироксенового геобарометра П. Нимица позволяют оценить глубину промежуточных камер не более 3 кбар. Исходя из этого, формирование клинопироксенит-дунитовых массивов комагматических анкармитов усть-семиинской свиты должно происходить в пределах океанической литосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект № 23-27-00224.

- [1] *Изох А.Э., Чайка И.Ф., Гаськов И.В., Егорова В.В.* Дифференциация лампроитовой магмы (на примере мезозойских высококальциевых даек массива Рябиновый, Центральный Алдан) // Геология и геофизика. 2024. Т. 65, № 2. С. 200–221.
- [2] *Изох А.Э., Егорова В.В., Шелепаев Р.А.* Щелочно-базальтоидные дайки агардагского комплекса (Западный Сангилен) как индикатор дифференциации магм в промежуточных камерах // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024 (в печати).
- [3] *Nimis P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. P. 62–74.
- [4] *Егорова В.В., Isoh A.Э., Шелепаев Р.А., Шелепов Я.Ю.* Щелочно-базальтоидные дайки агардагского комплекса (Западный Сангилен) как индикатор дифференциации магм в промежуточных камерах // Геосферные исследования. 2024 (в печати)
- [5] *Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E.* The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 88. P. 419–441.
- [6] *Кхлиф Н., Вишневицкий А.В., Isoh A.Э.* Анкармиты Горного Алтая: минералого-петрографические и петрохимические особенности диопсид-порфирированных базальтов усть-семиинской свиты // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 3. С. 312–333.



ИЛЬМЕНИТ ИЗ ПЕРИДОТИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК МИР И ОБНАЖЕННАЯ: МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС

Т.В. Калашникова^{1,2}, С.С. Воробей³, С.И. Костровицкий^{1,2}

¹ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Kalashnikova@igc.irk.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН

³ Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

Ильменит является минералом-спутником алмаза и представляет особый интерес при изучении кимберлитов и других ультраосновных и основных щелочных пород. Морфология ильменита и зависимость его химического состава от условий кристаллизации изучалась рядом исследователей [1–3 и многие другие]. В кимберлитах ильменит распространен в виде мономинеральных желваков-мегакрист и макрокрист, а также в виде фенокрист в мелкозернистой основной массе. В крупных зернах иногда наблюдается волнистое погасание и «мозаичное» строение, свидетельствующее о воздействии деформаций. В ильменитах из кимберлитов отмечаются повышенные содержания таких элементов-примесей, как Cr, Nb, Zr (элементы, характерные для глубинных расплавов, предположительно, астеносферного происхождения). На основании изучения зональности ильменитов была предложена [3] 3-стадийная модель формирования ильменита из кимберлитов: 1 – фракционная кристаллизация из астеносферных расплавов низко-Cr ильменита (иногда совместно с Crx); 2 – кристаллизация ильменита с более высоким содержанием MgO (из расплавов, контаминированных ультраосновными породами литосферной мантии); 3 – рекристаллизация в условиях литосферной мантии и земной коры за счет изменения fO_2 , что отражается в уменьшении содержания FeO и MnO.

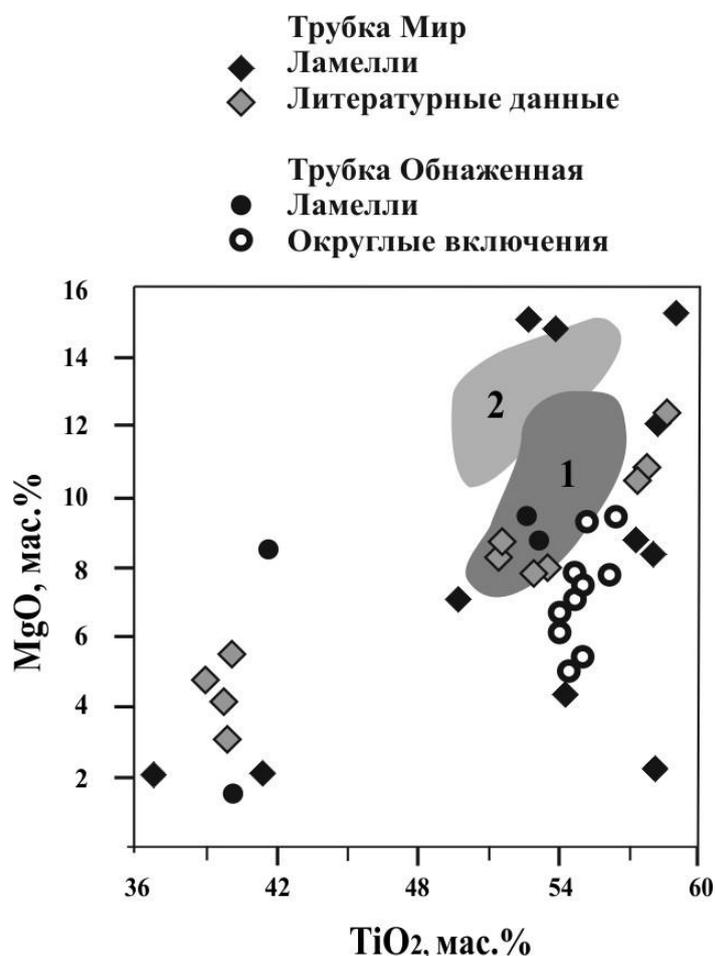
Также ильменит встречается в породах литосферной мантии, представленных ксенолитами из кимберлитов. Ильменитсодержащие парагенезисы из общего количества мантийных ксенолитов составляют до 4–7 % [4], однако имеют большое значение в связи с их генезисом и возможной связью с протокимберлитовыми расплавами. Ильменит встречается в целой группе мантийных пород (названной ильменитовыми гипербазитами), представлен в виде вкрапленности отдельных правильных кристаллов, округлых зерен, также наблюдается в виде включений различной формы в пироксене и гранате, иногда образует сидеронитовые структуры (срастания с силикатами) и прожилковые выделения в мелкозернистой оливиновой матрице. Происхождение ильменита и связь с перидотитами в данном типе пород остаются дискуссионными.

В данной работе были изучены мантийные ксенолиты из кимберлитовых трубок Мир (Мирнинское поле) и Обнаженная (Куойкское поле) Якутской кимберлитовой провинции. Данные трубки расположены в различных частях Сибирского кратона и имеют различный возраст. В трубке Мир преобладающим типом ксенолитов являются лерцолиты (до 60 %), содержащие высокомагнезиальный и относительно низкохромистый гранат; также установлено повышенное количество гранатовых пироксенитов (до 18 %) [4]. В трубке Обнаженная, в отличие от алмазных трубок южных полей Якутии, среди ксенолитов преобладают гранатовые пироксениты (до 30–40 %) и шпинелевые, гранат-шпинелевые перидотиты (до 20 %). Из указанных трубок была отобрана коллекция гранатовых, гранат-шпинелевых лерцолитов, а также гранатовых вебстеритов, в которых наблюдался ильменит. Ильменит в данной группе пород представлен в виде мелких округлых и удлиненных (размером до 20–50 мкм) включений в гранате и клинопироксене, игл и пластинок (ламелл) (толщиной до 20–40 мкм), подчиняющихся кристаллографической ориентировке минерала-хозяина. Предположительно, они являются структурами распада. Помимо ильменита, в минерале-хозяине часто наблюдается рутил, иногда шпинель (в трубке Обнаженная). Кроме того, в трубке Обнаженная отмечены крупные (до 100–200 мкм) округлые включения ильменита в гранате и пироксене, срастания ильменита с гранатом – подобные образцы не обнаружены в коллекции из трубки Мир.

Химический состав исследованных ламелл и округлых включений из двух трубок приведен на рисунке. Также на рисунке приведены составы по литературным данным для ламелл

из гранатов трубки Мир [5, 6], которые совпадают с нашими данными. Для ламелл из обеих трубок наблюдается широкий разброс значений – от 39.7 до 57.6 мас. % TiO_2 . Округлые включения из трубки Обнаженная отличаются узкими вариациями составов – 53–56 мас. % TiO_2 . При этом они близки к полю мегакристаллических и ксеногенных (литосферных) ильменитов из кимберлитов.

Большие вариации в составах ламелл ильменита из кристаллов пироксена и граната позволяют предположить, что данные ильмениты сформировались в качестве структур распада при постепенном охлаждении первоначальных мегакристаллов. Скорость их охлаждения и РТ окончательной кристаллизации были различны, что отразилось в различии в составах ильменита. Также на вариации состава могла влиять и диффузия элементов из минерала-хозяина, так как размеры мелких включений составляют до 20–40 мкм. При этом часть составов ламелл ильменита из ксенолитов трубки Мир попадает в поле составов поздних мелкозернистых ильменитов основной массы кимберлитов. Данный факт может свидетельствовать о глубокой дифференциации расплавов, обогащенных железом и титаном, возможно, о более длительных процессах эволюции литосферной мантии под кимберлитовой трубкой Мир, чем под северо-востоком кратона.



Химический состав ильменита из трубок Обнаженная и Мир на диаграмме MgO – TiO_2 . Приведены литературные данные для ламелл ильменитов в ксенолитах пироксенитов из трубки Мир [5, 6]. Поля составов – по [7, 8]: 1 – мегакристы и ксенокристы; 2 – мелкозернистые ильмениты основной массы кимберлитов.

Округлые включения ильменита в гранате и пироксене из перидотитов трубки Обнаженная имеют другой генезис. Их химические составы на диаграмме MgO – TiO_2 образуют компактную группу и близки к области первоначальных, астеносферных ильменитов. Предположительно, они образуются из расплавов, однако по времени формирования они более поздние, чем ильмениты из ламелл, что свидетельствует о более сложной истории формирования и гетерогенности литосферной мантии под трубкой Обнаженная.

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ (проект № 22-77-10073).

- [1] Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. М.: Изд-во МГУ, 1984. 240 с.
- [2] Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Гео, 2010. 650 с.
- [3] Kostrovitsky S.I. Mg-Ilmenite from kimberlites, its origin // *Mineralogy*. 2022. P. 145–164.
- [4] Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 286 с.
- [5] Roden M.F., Patiño-Douce A.E., Jagoutz E., Laz'ko E.E. High pressure petrogenesis of Mg-rich garnet pyroxenites from Mir kimberlite, Russia // *Lithos*. 2006. V. 90, № 1–2. P. 77–91.
- [6] Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Ovchinnikov Y.I., Donnelly C.L., Riches A.J.V., Taylor L.A. Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: Evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutia kimberlites // *International Geology Review*. 2012. V. 54, № 9. P. 1071–1092.
- [7] Pokhilenko N.P. Polymict breccia xenoliths: evidence for the complex character of kimberlite formation // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 934–941.
- [8] Pokhilenko L.N., Pokhilenko N.P., Afanasiev V.P. Xenoliths of polymictic breccias from kimberlites of the Yakutian diamondiferous province // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13, № 4. 0660.



НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ РАННЕПЕРМСКОГО МАГМАТИЗМА КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

И.В. Кармышева, В.А. Яковлев, С.Н. Руднев

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

Формирование Каахемского магматического ареала (~30000 км²) в структурах Алтае-Саянской складчатой области происходило преимущественно в раннепалеозойский период [1–4]. Проявления позднепалеозойского (раннепермского) магматизма распространены локально и на настоящий момент зафиксированы только в пределах Шивейского граносиенит-гранитного (500 км²) и Чадалского габброидного (12 км²) массивов, расположенных в районе р. Ужеп и р. Шивей, являющихся правым и левым притоками р. Каа-Хем соответственно [5–7].

Чадалский габброидный массив расположен на северном контакте Шивейского массива [5–7]. Контактные взаимоотношения сложные и являются следствием двух сближенных этапов внедрения кислых и основных магм (плутонический минглинг и комбинированные дайки) с наложенными вязкопластичными деформациями. По петрогеохимическим характеристикам породы относятся к гранитоидам А1-типа. Для граносиенитов Шивейского массива были получены значения $\epsilon_{Nd}(T)=+3.8$ ($^{147}Sm/^{144}Nd=0.1208$), Nd модельный возраст пород отвечает началу неопротерозоя ($T_{Nd}(DM-2st)=751$ млн лет). Эти значения согласуются с опубликованными ранее данными по щелочным сиенитам Шивейского массива – $\epsilon_{Nd}(T)=+3.4$ [6].

Мафические породы Чадалского массива представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми роговообманковыми монцогаббро и монцодиоритами. По петрогеохимическим характеристикам (обогащение щелочами, Ti, P3Э, LILE и HFSE и слабые Ta-Nb аномалии) они относятся к обогащенному внутриплитному типу [7]. Для диоритов из структур плутонического минглинга получены значения, близкие к данным по граносиенитам Шивейского массива – $\epsilon_{Nd}(T)=+3.5$ и $T_{Nd}(DM-2st)=777$ млн лет при $^{147}Sm/^{144}Nd=0.1203$.

Смешение контрастных по составу магм с образованием структур плутонического минглинга возможно в базальной и средней части неконсолидированной гранитоидной камеры при ее инъецировании базитовой магмой [8]. Совместное сосуществование и дальнейший подъем магм привели к проявлению промежуточных пород между граносиенитами и монцодиоритами очень широкого спектра составов – от монцонитов до кварцевых сиенитов. По петрографическим признакам (зональное строение плагиоклаза, пойкилитовые структуры, где хадакриты представлены темноцветными минералами, а ойкокриты – плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, порфириовидные структуры с явно захваченными фенокристами плагиоклаза и калиевого полевого шпата) можно утверждать, что их формирование связано с двусторонним переносом твердых минеральных фаз при сосуществовании контрастных магм. По петрохимическому составу породы промежуточного состава занимают область между мафическими и салическими породами, тяготея к монцогаббро и монцодиоритам. В то же время распределение редких элементов (Eu, Sr) на бинарных диаграммах совпадает с трендами распределения этих элементов в кислых породах [7]. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ для пород промежуточного состава, близких по составу и петрохимическим характеристикам к гранитам, составляют +2.9 ($^{147}Sm/^{144}Nd=0.1111$) и Nd модельный возраст ($T_{Nd}(DM-2st)=827$ млн лет).

По Nd изотопным характеристикам породы раннепермского возраста в Каахемском магматическом ареале ближе всего к ордовикским диорит-тоналит-плагиогранитного Байсютского массива (474 млн лет, $\epsilon_{Nd}(T)=+3.9$, $T_{Nd}(DM-2st)=898$ млн лет) [1], диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации (451 млн лет, $\epsilon_{Nd}(T)=+3.4$, $T_{Nd}(DM-2st)=921$ млн лет) [9, 10], зубовскому монцогаббро-монцонит-граносиенитовому комплексу (512 млн лет, $\epsilon_{Nd}(T)=+2.6$, $T_{Nd}(DM-2st)=966$ млн лет) [1] и Шуйскому габброидному массиву (449 млн лет, $\epsilon_{Nd}(T)=+2.7$) [11].

По возрасту и тектоническому положению в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса раннепермский магматизм Каахемского ареала является фрагментом Восточно-Саянской щелочно-гранитной провинции, входящей в состав Баргузинской крупной изверженной

провинции [12, 13]. Позднекарбонный – раннепермский магматизм (305–285 млн лет) этой провинции представлен чивыркуйским и зазинским комплексами. Первый из них представлен высококальциевыми известково-щелочными кварцевыми монцонитами, синитами и габброидами, а второй – субщелочными гранитами, кварцевыми сиенитами и синплутоническими габброидами. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ показывают преимущественно отрицательные величины $-3.2 \dots -10.8$. Единичные положительные значения по гранитам и кварцевым сиенитам Улекчинского массива крайне низкие, $+0.6 \dots +1.3$ [14].

По значениям $\epsilon_{Nd}(T)$ раннепермские интрузивные образования Шивейского и Чадалского массивов в составе Каахемского магматического ареала резко отличаются от магматических комплексов Баргузинской изверженной провинции, становление которых связывается с внутриплитным магматизмом, обусловленным воздействием мантийного плюма. Граносиениты Шивейского массива и породы промежуточного состава от монцонитов до кварцевых сиенитов наследуют изотопные характеристики, близкие по Nd изотопным параметрам к раннепалеозойским интрузиям Каахемского ареала без привноса материала глубинного обогащенного источника. Nd изотопные данные, полученные для монцодиоритов Чадалского массива, указывают на деплетированный состав мантийного источника, тогда как петрогеохимические характеристики пород этого массива – на плавление обогащенного мантийного источника [7]. Это противоречие может быть связано как со спецификой условий плавления, так и с процессами смешения контрастных по составу магм.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0, 122041400044-2).

- [1] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибилова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
- [2] 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.
- [3] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.
- [4] Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 50–60.
- [5] Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Лыхин Д.А. Позднепалеозойский щелочно-гранитоидный магматизм и его связь с внутриплитной активностью в пределах Сибирского палеоконтинента // Доклады РАН. 2011. Т. 439, № 5. С. 641–647.
- [6] Сугоракова А.М. Роль габброидного магматизма в формировании Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы IX Всероссийской петрографической конференции. Томск: ЦНТИ, 2017. № 9. С. 395–398.
- [7] Kartysheva I.V., Yakovlev V.A., Sugorakova A.M., Rudnev S.N., Semenova D.V. Late Paleozoic contrasting magmatism of the eastern kaakhem magmatic area (Central Asian Orogenic Belt) // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13, № 3. 0637.
- [8] Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // Lithos. 2005. V. 80. P. 155–177.
- [9] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возраст постколлизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Доклады РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 514–517.
- [10] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 491–511.
- [11] Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Возраст и источники магм постколлизийных габброидов Каахемского магматического ареала, Восточная Тува: результаты первых ^{40}Ar - ^{39}Ar и Sm-Nd исследований // Геохимия. 2013. № 11. С. 1042–1047.
- [12] Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский – раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 115–142.
- [13] Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. Гигантские батолиты Центральной Азии и роль мантийных плюмов в их формировании: по результатам изотопных (Nd, Pb) и геохимических исследований // Крупные изверженные провинции в истории Земли: мантийные плюмы, суперконтиненты, климатические изменения, металлогения, формирование нефти и газа, планеты земной группы: Тезисы VII Международной конференции. Томск: ЦНТИ, 2019. С. 193–194.
- [14] Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 197–227.



НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО U-Pb SHRIMP-ДАТИРОВАНИЮ ЦИРКОНОВ ИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД АЛБАЗИНСКОЙ И ДРУГИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ УЛЬБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

В.Е. Кириллов¹, С.И. Трушин², В.В. Иванов³, Ю.Ю. Юрченко⁴

¹ Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, kirillov@itig.as.khb.ru

² Санкт-Петербург, АО "Полиметалл УК", Trushin@polymetal.ru

³ Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, d159327@yandex.ru

⁴ Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Yuri_Yurchenko@karpinskyinstitute.ru

В работе приведены первые представительные результаты по радиологическому U-Pb возрасту цирконов из гранитоидов золотоносных площадей Ульбанского террейна, включая Албазинское рудное поле (рисунок). Ульбанский террейн (структурно-формационная зона), по одним взглядам [2], принадлежит к восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса и относится к Амуро-Охотскому звену его Монголо-Охотской системы. По другим представлениям [6], он является частью юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса.

Ввиду увеличения прогнозных перспектив района и необходимости уточнения его геологического строения авторами были проведены дополнительные исследования рудоносных гранитоидных комплексов, включая определение их «абсолютного» возраста.

Активно проводившиеся АО «Полиметалл» в пределах Ульбанского террейна с 2008 г. поисковые и оценочные работы на рудное золото привели к выявлению новых месторождений золота (Талгий, Кутынское [5]). Переоценка Албазинского месторождения подтвердила его статус как крупного золоторудного объекта. Для всех изученных месторождений была доказана парагенетическая связь оруденения с гранитоидами, представленными интрузиями гипабиссального уровня и дайковыми комплексами [3–5]. Гранитоиды Ульбанского террейна принадлежат преимущественно эвурскому и ульбанскому интрузивным комплексам. Их массивы и мелкие тела (штоки, дайки) были закартированы в 60-х гг. предыдущего столетия в ходе государственной геологической съемки (ГГС) масштаба 1:200000 (листы N-53-XXX, N-54-XXV). К этому же периоду относятся первые немногочисленные датировки интрузивных пород K-Ag методом, соответствующие позднему мелу (89–71 млн лет).

Эвурский комплекс гранитоидов диорит-гранодиорит-гранитной формации, по данным ГГС-200, ГГС-50 и других исследований [3–5], проявлен преимущественно в южной и юго-восточных части Ульбанского террейна и комагматичен вулканитам среднего и кислого состава Эвурского вулканогена. В состав комплекса входят диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты, в том числе слагающие многочисленные штоки и дайки на Албазинском рудном поле и его флангах [4].

Ульбанский комплекс диорит-гранодиорит-гранитной формации характерен для северной части Ульбанского террейна, в том числе для района локализации месторождений золота Талгий и Кутынское, а также проявления Кутаиса (рисунок). В составе комплекса доминируют диориты, гранодиориты и граниты.

В табл. 1 приведены значения конкордантного возраста цирконов из магматических пород эвурского и ульбанского комплексов. Пробоподготовка, включая выделение и доочистку монофракций цирконов и измерение в них U/Pb отношений, проведена по стандартной методике на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», (г. Санкт-Петербург).

В табл. 2 приведен петрохимический состав магматических пород, из которых отбирались аксессуарные цирконы.

Из приведенных данных следует, что возраст магматических пород ульбанского и эвурского комплексов центральной и северных частей Ульбанского террейна варьируется в диапазоне 92–78 млн лет (сеноман – кампан). Главная часть датировок относится к интервалу 92–89 млн лет, характеризующему пик магматической активности. Сходные значения возраста



Обзорная карта района Ульбанского террейна с рудопроявлениями и месторождениями золота.

Таблица 1. Возраст гранитоидов магматических комплексов Ульбанского террейна по U-Pb_SHRIMP-датированию цирконов

№ п/п	Номер пробы	Название породы	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	Число замеров
<i>Магматические породы эвурского комплекса, К₂</i>				
<i>Албазинское золоторудное поле</i>				
1	212	Гранит-порфиры (дайка)	89.22±0.73	10
2	232	Гранодиориты (дайка)	89.10±0.57	10
<i>Северо-восточный фланг Албазинского рудного поля, синклиналь Чистая</i>				
3	153-1	Гранит-порфиры (дайка)	91.57±0.89	10
<i>Рудопроявление Куян, юго-западный фланг Албазинского рудного поля</i>				
4	K242	Эруптивная брекчия андезитов (шток)	89.33±0.95	10
5	K369	Плаггиогранит (дайка)	92.30±1.20	10
6	K478	Плаггиогранит (дайка)	90.29±0.98	10
<i>Рудороявление Au, Si Долойе. Омельдинский массив гранитоидов</i>				
7	a101-2	Гранодиорит (массив)	77.94±0.93	9
			217.60±2.40 (ядро)	1
<i>Магматические породы ульбанского комплекса, К₂</i>				
<i>Рудопроявление Au, Si Кутаиса, Сыранская ВТС</i>				
8	u07-2	Гранит-порфир (дайка)	79.68±0.67	10
9	u07-3	Гранодиорит (ксенолиты)	81.46±0.71	10

Таблица 2. Петрохимический состав (мас. %) проб, отобранных для датирования магматитов албазинского рудного поля и его флангов

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	Сумма
212	71.6	0.34	13.8	1.54	0.024	0.53	2.33	4.04	1.37	0.5	3.83	99.5
232	68.2	0.45	16.4	3.0	0.055	1.03	2.94	4.23	2.03	0.11	1.35	99.9
153-1	70.8	0.25	15.3	2.13	0.19	0.84	1.27	5.36	1.75	0.073	1.46	99.42
K242	62.66	1.29	16.49	7.45	0.12	3.12	5.04	3.02	1.86	0.31	1.08	102.45
K396	68.43	0.68	16.10	4.25	0.06	2.99	1.90	2.96	3.66	0.19	1.14	102.35
K478	67.48	0.58	15.57	4.01	0.07	2.65	1.14	3.23	3.52	0.18	0.88	99.30

(90.7 млн лет) получены для магматитов ульбанского комплекса: Кутынского золотого месторождения [1] и крупного Кивунского массива, в 20 км севернее Албазинской площади (91 млн лет, ГГС-2020). Для эруптивных брекчий андезитов рудопроявления золота Куян на южном фланге Албазинского месторождения (см. табл. 1) установлен возраст 89.33 млн лет, что указывает на временную близость плутонитов и вулканитов района.

Можно отметить, что для цирконов магматических пород нижнеамурского комплекса восточной части Ульбанского террейна (лист N-54-XXV), согласно результатам ГГС-200 (2020 г.), известен близкий возраст (92–87 млн лет).

Более молодой возраст (77.94 млн лет) получен для гранодиоритов Омельдинского массива, принадлежащего эвурскому комплексу (рудопроявление золота Долойе, рисунок). При этом в ядерной части одного из кристаллов циркона зафиксирован древний возраст (217.60 млн лет). Этот факт может быть объяснен вероятностным захватом цирконов из гранитоидов верхнего PZ, встречающихся по южному обрамлению Ульбанского террейна. Более молодые датировки установлены также для даек гранитоидов в западной части Сыранской вулканотектонической структуры на севере террейна (Au-Cu рудопроявление Кутаиса). Таким образом, можно предположить, что гранитоидный магматизм в пределах Ульбанского террейна проявился в две основные фазы – 92–89 и 81–79 млн лет.

Авторы выражают благодарность С.Ф. Кирьянову, Д.В. Лесняку за помощь в подготовке работы.

- [1] *Азарян А.М., Баданина Е.В., Саватенков В.М., Кузнецов А.Б.* Возраст и проблема генезиса золоторудного месторождения Кутын (Хабаровский край) // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 507, № 2. С. 187–193.
- [2] *Забродин В.Ю.* Взаимодействие Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов в позднем триасе – юре на территории Нижнего Приамурья (Дальний Восток) // Региональная геология и металлогения. 2021. № 87. С.17–27.
- [3] *Кириллов В.Е., Иванов В.В., Трушин С.И., Юрчук А.Ю., Юрчук Ю.В. Коновалова Н.С.* Куянская золотоносная структура Албазинского узла: геолого-структурное строение, характер геофизических полей и особенности металлоносного метасоматоза // Разведка и охрана недр. 2023. № 10. С. 46–55.
- [4] *Трушин С.И., Кириллов В.Е.* Месторождение Албазино – новый для Дальнего Востока промышленный тип золотого оруденения // Региональная геология и металлогения. 2018. №73. С. 60–67.
- [5] *Трушин С.И., Кириллов В.Е., Иванов В.В., Полин В.Ф.* Магматогенные рудоносные системы месторождений золота Ульбанского террейна (Хабаровский край, Россия) // Разведка и охрана недр. 2021. № 7. С. 21–35.
- [6] *Ханчук А.И., Кемкин И.В., Кириллов В.Е., Иванов В.В., Кирьянов М.Ф., Трушин С.И.* Новые данные по возрасту кремневых и кремнисто-глинистых отложений в районе Албазинского золоторудного месторождения и происхождение Ульбанского террейна // Тихоокеанская геология. 2024. Т. 43, № 3. С. 3–18.



ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ НЕФРИТА ПО АПАТИТУ: КАВОКТИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Е.В. Кислов¹, А.В. Иванов², А.А. Каримов^{2,3}, Н.В. Брянский², Ю.Д. Щербаков³

¹ Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, evg-kislov@ya.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru

³ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, anas@igc.irk.ru

Нефрит – высоколиквидный ювелирно-поделочный камень, плотный агрегат амфибола тремолит-ферроактинолитового ряда, преимущественно тремолита, обладающий спутанно-волоконистой микроструктурой. Месторождения нефрита подразделяются на два эндогенных геолого-промышленных типа: апосерпентинитовый в офиолитах и аподоломитовый в тремолит-кальцитовых магнезиальных скарнах.

Первые попытки определения возраста апосерпентинитового нефрита были предприняты в 1970-х гг. K-Ar методом: возраст нефрита двух проявлений Великого серпентинитового пояса в Австралии – 273 ± 5.8 и 280 ± 5.6 млн лет [7] и флогопитового слюдита из контакта жилы 17 Оспинского месторождения в Восточном Саяне – 98 млн лет [5]. С 2002 г. появляется значительное число публикаций с определениями возраста в основном аподоломитового нефрита Китая, в меньшей мере – Южной Кореи [10, 11 и ссылки в этих работах]. Приводятся цифры от 3 до 2500 млн лет. При этом возраст большинства месторождений аподоломитового нефрита Синцзян-уйгурского автономного округа, провинций Цинхай и Хэнань колеблется от 300 до 500 млн лет. Применялись следующие методы: U-Pb по циркону и реже – по титаниту из нефрита, магматических, метасоматических и гидротермальных пород, ⁴⁰Ar/³⁹Ar по тремолиту и биотиту из нефрита и мусковиту из вмещающих пород. В частности, приведены ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки тремолита нефрита Витимской провинции: 152 ± 5, 156 ± 10, 176 ± 6, 193 ± 8, 197 ± 12 млн лет [12].

Возраст проявлений апосерпентинитового нефрита в районе г. Миасс Челябинской области определен по магматическим породам: для Пекинского проявления U-Pb возраст по циркону 346.8 ± 5.1 млн лет, для Факультетского – Sm-Nd возраст 339.0 ± 24 млн лет, Rb-Sr возраст 353.0 ± 7.7 млн лет при СКВО=4.2 [2].

Авторами впервые датирован апатит в нефрите при помощи U-Pb метода. Использовался образец зерна 565901 из залежи № 17 нефритоносной зоны № 4 участка Медвежий Кавоктинского месторождения в Витимской нефритоносной провинции.

Кавоктинское – наиболее крупное месторождение аподоломитового нефрита России, находится в среднем течении р. Кавокта, левого притока р. Цыпа. Район месторождения сложен гранитами, диоритами 1-й фазы позднепалеозойского витимканского комплекса. В меньшей степени проявлены небольшие тела лейкократовых гранитов 2-й фазы витимканского комплекса. В гранитах залегают ксенолиты сложной формы, останцы в провисах кровли пород талалинской толщи (ранее – суванихинской свиты), как сейчас считается, нижнего протерозоя. Они представлены метапесчаниками, кристаллическими сланцами, амфиболитами, доломитовыми мраморами. Степень метаморфизма отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. На месторождении выделены Прозрачный, Медвежий и Левобережный участки, включающие шесть нефритоносных зон с залежами нефрита.

Залежь нефрита № 17 приурочена к ксенолиту доломитовых мраморов и амфиболитов, вытянутому в северо-западном направлении. В плане залежь представлена маломощными (0.5–2.0 м) линзообразными волнистыми телами кальцит-тремолитовых скарнов с нефритом, ориентированных в северо-западном направлении (азимут 280–290°) с северо-восточным падением под углом в среднем 70–80°. Морфология зон скарнирования изменчивая, с раздувами и пережимами мощности, апофизами во вмещающие породы, непредсказуемым выклиниванием, изменением углов падения. Характерны участки расщепления, дробления пород шириной от первых десятков сантиметров до первых метров. Широко распространены секущие жилы и крутопадающие дайки кислого состава, тяготеющие к тектонически ослабленным зонам.

Тело кальцит-тремолитовых скарнов с обособлениями нефрита вскрыто с поверхности уступами эксплуатационного карьера на всю длину, изучено на глубину в среднем 60 м скважинами колонкового бурения по сети 5×5 м. Протяженность изученной части залежи составила ~30 м. Мощность залежи варьируется от 0.2 до 1.6 м. Нефрит плотный, белого, светло-зеленого, реже светло-коричневого цвета. Местами нефрит низкого качества – оталькованный, трещиноватый, с хлопьями кальцита.

Образец 565901 неоднородного светло-зеленого (салатного) цвета с тончайшими субпараллельными, но извилистыми серыми до черных прожилками, просвечиваемость до 1 см. Преобладающий минерал – тремолит с содержанием FeO до 0.87 мас. %, образующий спутанно-волокнистые агрегаты. Графит образует уплощенные кристаллы, хлопьеобразные агрегаты. С графитом ассоциируют рассеянные зерна и скопления диопсида (до 0.87 мас. % FeO), кальцита (до 0.37 мас. % MnO, 0.31–1.04 мас. % MgO), апатита (0.24–0.38 мас. % Cl, 2.26–3.67 мас. % F), кварца, зачастую содержащие включения графита. Характерны ксеноморфные зерна халькозина, встречаются единичные зерна талька, галенита и молибденита.

U-Pb датирование выполнялось в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) при помощи квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900, соединенного с эксимерным лазером Analyte Excite. Анализ осуществлялся по зернам апатита, вскрытым в аншлифах. Для учета приборной масс-дискриминации в качестве первичного свинцового изотопного стандарта анализировалось стекло NIST610 [9], а U/Pb масс-фракционирование контролировалось при помощи апатита McClure с известным возрастом [8]. Идентификация апатита и его положение в аншлифе осуществлялась при помощи сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMN в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

26 проанализированных зерен апатита из образца 565901 ложатся на единую линейную зависимость в координатах Тера-Вассербурга, указывающую на возраст кристаллизации апатита 281 ± 3 млн лет и начальный изотопный состав обыкновенного свинца $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.903 \pm 0.045$.

Граниты района ранее исследовались на участке от оз. Баунт вдоль р. Цыпикан до р. Талая. Для образца биотитового гранита ANT-51-1 Баунтинского массива получен U-Pb возраст по циркону 310.8 ± 2.8 млн лет. Для образца гнейсогранита ANT-54-5, отобранного к югу от горы Хаптон по р. Цыпикан, получены значения U-Pb возраста по циркону 305.3 ± 3.1 млн лет и 286.7 ± 2.3 млн лет [1, 6].

В пределах погрешности определения возраста датировка по апатиту совпадает с датировками наиболее молодых гранитов в районе исследований, возраст которых соответствует поздней фазе Ангаро-Витимского батолита. Очевидно, что граниты были источником тепла, запустившим циркуляцию порового водного флюида, предположительно, метеорного происхождения, который приводил к процессам скарнирования и нефритообразования [3, 4].

Таким образом, впервые датирован апатит в нефрите при помощи U-Pb метода. Полученная датировка нефрита Кавоктинского месторождения в Витимской нефритоносной провинции близка возрасту аподолмитового нефрита основных нефритоносных провинций Китая – Хотана, Алтын-Тага, Цинхая. Возраст нефрита совпадает с возрастом гранитов региона, обеспечивающих региональный разогрев, активизирующий поровые флюиды, вызывающих процессы скарнирования и нефритообразования.

Образец предоставлен АО «Забайкальское горнорудное предприятие». Анализ минерального состава выполнен по гранту РФ № 22-27-20003 в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Тезисы и доклад подготовлены по теме НИР ГИН СО РАН АААА-А21-121011390003-9.

- [1] Антонов А.Ю., Доронина Н.А., Травин А.В. и др. Тектономагматическая эволюция территории северо-восточной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита Северного Забайкалья (U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст и состав пород вулканоплутонической ассоциации Баунтовского района) // Петрология магматических и метаморфических формаций: Материалы Всероссийской петрографической конференции с международным участием (29 ноября – 2 декабря 2016 г.). Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2016. Вып. 8. С. 8–14.
- [2] Архиреев И.Е., Макагонов Е.П., Беляцкий Б.В. и др. О возрасте нефритоносных даек Узункырского пояса (Южный Урал): локальный изотопный U-Pb-анализ циркона и изотопные Sr-Nd-данные породообразующих минералов // Доклады РАН. 2012. Т. 442, № 1. С. 90–95.
- [3] Бурцева М.В., Рипп Г.С., Посохов В.Ф. и др. Нефриты Восточной Сибири: геохимические особенности и проблемы генезиса // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 3. С. 516–527.

- [4] Кислов Е.В., Посохов В.Ф. Изотопный состав кислорода нефрита Витимской провинции // Металлогения древних и современных океанов-2024. Рудогенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2024. С. 206–209.
- [5] Секерин А.П. Особенности геологического строения, петрология и генезис нефритовых месторождений Саяно-Байкальской горной области: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1979. 166 с.
- [6] Травин А.В., Буслов М.М., Бишаев Ю.А. и др. Тектонотермическая эволюция Забайкалья в позднем палеозое – кайнозое: термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита // Геология и геофизика. 2023 Т. 64, № 9. С. 303–317.
- [7] Lanphere M.A., Hockley J.J. The age of nephrite occurrences in the Great serpentinite belt of New South Wales // Journal of the Geological Society of Australia. 1976. V. 23. P. 15–17.
- [8] Schoene B., Bowring S.A. U-Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standard MMhb // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 151. P. 615–630.
- [9] Stern R.A., Amelin Y. Assessment of errors in SIMS zircon U-Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass // Chemical Geology. 2003. V. 197. P. 111–142.
- [10] Wang R., Shi X. Progress on the nephrite sources of jade artifacts in ancient China from the perspective of isotopes // Frontiers in Earth Science. 2022. V. 10. 1008387.
- [11] Zhang C., Yang F., Yu X. et al. Spatial-temporal distribution, metallogenic mechanisms and genetic types of nephrite jade deposits in China // Frontiers in Earth Science. 2023. V. 11. 1047707.
- [12] Zhou S.R. Archaeology of science and technology: A case study of prehistoric sites in eastern China. Doctoral Thesis. China, 2008.



МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СОБЫТИЯ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.П. Ковач¹, И.К. Козаков¹, К.-Л. Ван², Х.-Я. Ли²

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.p.kovach@gmail.com

² Тайбэй, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика, klwang@earth.sinica.edu.tw

Докембрийские террейны западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) отличаются широким развитием мезопротерозойских магматических комплексов [1], а также значительной долей детритового циркона мезопротерозойского возраста в неопротерозойских осадочных толщах [2, 3]. Для террейнов центрального сегмента ЦАСП такие события не характерны [4]. Нами приведены новые результаты геохронологических и Hf изотопных исследований циркона из метабазитов и метатерригенных пород Дзабханского террейна ЦАСП, а также обобщены имеющиеся геохронологические данные о распространении мезопротерозойских комплексов в центральной части ЦАСП.

В геологическом строении Дзабханского террейна выделяется зона меланжа, в которой совмещены тектонические пластины неопротерозойских (960–930 млн лет) слабометаморфизованных вулканитов (базальты, андезибазальты, реже – андезиты и дациты) и высокометаморфизованных кварцито-гнейсов, мраморов и амфиболитов [5, 6]. В телах амфиболитов среди кварцито-гнейсов установлены реликтовые парагенезисы эклогитовой и глаукофансланцевой фаций. Для циркона из высокотитанистых щелочных метагаббро получено среднее взвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 1601 ± 12 млн лет (LA-ICP-MS; 2σ , $n=7$, СКВО=0.79, вероятность=0.58). Морфологические особенности циркона позволяют предполагать его первично-магматическое происхождение.

В строении эрдэнэхаирханского комплекса Эрдэнэ-Хаирханского блока северо-западной части Дзабханского террейна принимают участие песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты и кварциты, а также базальты, андезибазальты, реже – андезиты, дациты и граувакки, которые прорваны недеформированными массивами гранитоидов с возрастом 862 ± 3 млн лет и моложе [5]. Конкордантные значения возраста детритового циркона из песчаников и гравелитов имеют максимумы на кривой вероятности возрастов около 0.93 ($n=39$), 1.37 ($n=19$), 2.05 ($n=14$), 2.19 ($n=5$), 2.32 ($n=3$), 2.44 ($n=14$), 2.59 ($n=6$), 2.63 ($n=6$), 2.71 ($n=6$) и 3.42 ($n=3$) млрд лет. Циркон мезопротерозойского возраста имеет среднее взвешенное значение возраста 1382 ± 10 млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 2σ , $n=22$, СКВО=1.04, вероятность = 0.41). Морфологические особенности мезопротерозойского циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении и проксимальных источниках сноса. Величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконе изменяются от -1.7 до $+1.9$, значения Hf коровых модельных возрастов находятся в интервале 2.0–1.9 млрд лет. Полученные данные свидетельствуют о проявлении процессов переработки палеопротерозойской континентальной коры и добавки ювенильного материала около 1.38 млрд лет назад в Эрдэнэ-Хаирханском блоке Дзабханского террейна или его обрамлении.

Мезопротерозойские оценки возраста 1127 и 1426 млн лет получены для гранито- и диорито-гнейсов метаморфических террейнов Хантайшир и Дариби (Pb-Pb; [7]). Ксеногенный циркон с возрастом около 1085 млн лет установлен в неопротерозойских риолитах дзабханской серии [8].

Проявления мезопротерозойского магматизма также установлены в зоне сочленения Байдарикского и Озерного террейнов и структур Гобийского Алтая: 1519 ± 11 млн лет – гранито-гнейсы горного массива Бага Богд [9]; 1494 ± 35 млн лет – гранито-гнейсы аккреционного комплекса Алаг Ханды [10]; ксеногенный циркон с возрастом 1508–1478, 1327 и 1180 млн лет в ортогнейсах и метагаббро комплексов Замтын Нуруу, Алаг Ханды и Эрдэнэ Уул [10–12]. Этот циркон имеет величины $\epsilon_{\text{Hf}}(1.50)$ преимущественно от -4.5 до $+0.2$ и Hf модельные возрасты

$t_{\text{Hf}(C)}=2.3-2.0$ млрд лет. Это свидетельствует о кристаллизации циркона из расплавов, образованных посредством плавления коры палеопротерозойского возраста, вероятно, при участии мезопротерозойского ювенильного материала.

В Тацаингольском террейне установлены гранитогнейсы с возрастом 1051 ± 10 млн лет, деформированные совместно с гнейсами палеопротерозойского возраста 1839 ± 8 млн лет [13]. Мезопротерозойские конкордантные оценки возраста около 1.01 ($n=4$), 1.13 ($n=4$), 1.35 ($n=5$), 1.51 ($n=23$), 1.55 ($n=15$), а также 1.61 ($n=13$) млрд лет получены для детритового циркона из метатерригенных пород бурдгольского меланжа Тацаингольского террейна [14, 15]. Детритовый циркон мезопротерозойского возраста имеет варьирующиеся величины $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}=-26.1$ ($t_{\text{Hf}(C)}=3.5$ млрд лет), от -10.6 до -8.4 ($t_{\text{Hf}(C)}=2.7-2.5$ млрд лет) и от $+1.4$ до $+6.8$ ($t_{\text{Hf}(C)}=2.0-1.5$ млрд лет). Следовательно, в Тацаингольском террейне и его обрамлении были проявлены мезопротерозойские процессы переработки архейской (2.7–2.5 и 3.5 млрд лет) и палеопротерозойской (2.0–1.8 млрд лет) континентальной коры и добавки ювенильного материала.

Процессы роста позднемезопротерозойской (1048–1020 млн лет) коры также проявлены в Тувино-Монгольском супертеррейне центрального сегмента ЦАСП [16, 17].

Имеющиеся в настоящее время фрагментарные геохронологические и Hf изотопные данные не позволяют предложить непротиворечивую модель формирования и эволюции мезопротерозойской коры центральной части ЦАСП, однако свидетельствуют о более широком, чем предполагалось ранее, распространении пород мезопротерозойских комплексов, что необходимо учитывать при разработке геодинамических моделей формирования и эволюции континентальной региона.

Работа выполнена при поддержке НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0003/.

- [1] Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Kovach V.P. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: an overview // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 44–75.
- [2] Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the northern Kazakhstan: implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 28–43.
- [3] Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Kovach V.P., Skuzovatov S.Y., Pang K.N., Wang K.L., Lee H.Y. Late Mesoproterozoic – early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // *Precambrian Research*. 2021. V. 354. 106040.
- [4] Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // *Геотектоника*. 2019. № 1. С. 3–43.
- [5] Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., А. М. Федосеенко А.М. Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Петрология*. 2021. Т. 29, № 2. С. 195–224.
- [6] Kovach V., Kozakov I., Kröner A., Salnikova E., Wang K.L., Lee H.Y., Plotkina J., Gorokhovskiy B., Adamskaya E., Tolmacheva E., Shpakovich L. Early Neoproterozoic crustal growth and microcontinent formation of the north-central Central Asian Orogenic Belt: New geological, geochronological, and Nd-Hf isotopic data on the Mélange zone within the Zavkhan terrane, western Mongolia // *Gondwana Research*. 2021. V. 91. P. 254–276.
- [7] Kröner A., Tomurtoogoo O., Badarch G., Windley B.F., Kozakov I.K. New zircon ages and significance for crustal evolution in Mongolia // *Workshop IGCP-440. Guidebook and abstract / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk*, 2021. P. 142–145.
- [8] Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric Microcontinent, Mongolia: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics*. 2010. V. 485. P. 306–320.
- [9] Demoux A., Kröner A., Liu D., Badarch G. Precambrian crystalline basement in southern Mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // *International Journal of Earth Sciences*. 2009. V. 98. P. 1365–1380.
- [10] Skuzovatov S. Nature and (in-)coherent metamorphic evolution of subducted continental crust in the Neoproterozoic accretionary collage of SW Mongolia // *Geoscience Frontiers*. 2021. V. 12. 101097.
- [11] Kröner A., Lehmann J., Schulmann K., Demoux A., Lexa O., Tomurhuu D., Štípska P., Liu D., Wingate M.T. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // *American Journal of Science*. 2010. V. 310. P. 523–574.
- [12] Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K., Hanžl P., Janoušek V., Gerdes A., Lexa O. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 200–227.

- [13] Demoux A., Kröner A., Badarch G., Jian P., Tomurhuu D., Wingate M.T.D. Zircon ages from the Baydrag block and the Bayankhongor ophiolite zone: time constraints on late Neoproterozoic to Cambrian subduction- and accretion-related magmatism in Central Mongolia // *The Journal of Geology*. 2009. V. 117. P. 377–397.
- [14] Štípská P., Peřestý V., Soejono I., Schulmann K., Kylander-Clark R.A., Aguilar C., Collett S., Racek M., Míková J., Dorjsuren O., Novotná N. Anticlockwise metamorphic paths at ca. 890–790 Ma from the NE Baidrag block, Mongolia, indicate back-arc compression at the Rodinia periphery // *Geoscience Frontiers*. 2023. V. 14. 101520.
- [15] Stephen Collett S., Soejono I., Peřestý V., Schulmann K., Štípská P., Míková J., Novotná N. Mongolian microcontinental blocks in Columbia/Nuna: Zircon U-Pb-Hf isotopic evidence for long-lasting Mongolia – Western Siberia connection // *Terra Nova*. 2023. V. 36. P. 171–181.
- [16] Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dунzhугур Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 199. P. 311–325.
- [17] Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // *Геология и геофизика*. 2013. № 1. С. 45–57.



А ГОРЯЧИ ЛИ «ГОРЯЧИЕ» ГРАНИТЫ (ПРИМЕР ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ)?

А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, С.Е. Борисовский

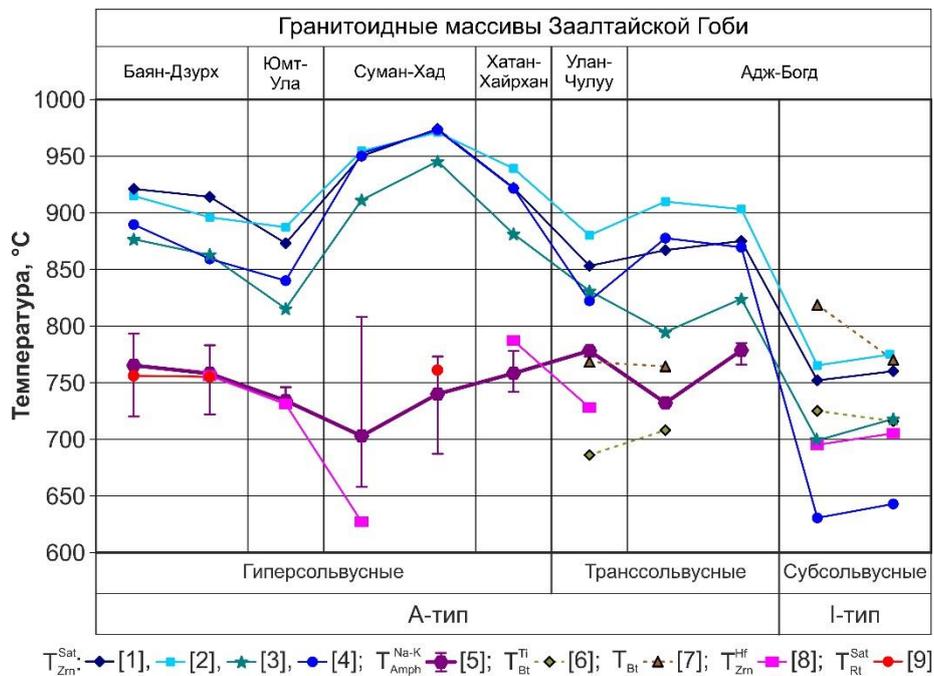
Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
amk@igem.ru

Определение температуры становления гранитоидных интрузий, как правило, достаточно проблематично. Это связано с тем, что в гранитоидах преимущественно отсутствуют минеральные пары с хорошо изученными обменными реакциями или эти минералы претерпели длительную историю, в течение которой они изменяли свой состав или претерпели распад. Существуют представления, что гранитоиды различных геохимических типов имеют разные температуры: гранитоиды А-типа считаются относительно горячими, S-типа – относительно холодными, а I-типа могут формироваться в широком диапазоне температур между отмеченными крайними членами. В настоящее время во многом эти представления базируются на популярном методе определения температуры гранитоидных расплавов на основе насыщения их цирконом [1–4]. Справедливы ли такие оценки, рассмотрим на примере позднепалеозойских гранитоидов I- и А-типа Заалтайской Гоби, которые формировались в постаккреционных и анорогенных условиях. По минеральному составу среди этих гранитоидов можно выделить: 1) гиперсольвусные с одним щелочным полевым шпатом (в настоящее время пертитом) и щелочным амфиболом и/или эгирином (массивы Баян-Дзурх, Юмт-Ула, Суман-Хад, Хатан-Хайрхан) и 2) транс- и субсольвусные, в которых два полевых шпата, а темноцветные минералы представлены роговой обманкой и/или биотитом (массивы Улан-Чулу и Адж-Богд: фазы I- и А-типа).

Минеральный состав гиперсольвусных гранитоидов Заалтайской Гоби неблагоприятен для оценок температуры их кристаллизации, поскольку наиболее надежные геотермометры откалиброваны для кальциевых амфиболов. Однако в работе [5] отмечено, что уравнение обмена Na и K между расплавом и амфиболом согласуется с экспериментальными данными и для щелочных амфиболов. Это позволяет применить его для амфиболов из гранитоидов Заалтайской Гоби. Для биотитсодержащих транс- и субсольвусных гранитоидов температура была оценена на основе содержания в биотите Ti [6], а также методом машинного обучения [7]. Акцессорный циркон встречен во всех породах, что позволяет определить температуру насыщения цирконом по различным уравнениям [1–3], в том числе применимым, по мнению авторов, уравнениям для щелочных пород [4]. Также оценка температуры была выполнена на основе распределения Hf между цирконом и расплавом [8]. Кроме того, в ряде гиперсольвусных гранитоидов встречен акцессорный рутил, что позволяет оценить температуру насыщения рутилом [9].

На рисунке суммированы данные о температуре гранитоидов Заалтайской Гоби, полученные разными методами по разным минералам. Температура насыщения цирконом гиперсольвусных гранитоидов преимущественно выше 850 °C по всем уравнениям и достигает 950 °C в гранитоидах массива Суман-Хад. Аналогичные оценки температуры получены и для транссольвусных гранитоидов А-типа. Лишь субсольвусные гранитоиды I-типа являются более «холодными» на основании температуры насыщения цирконом (630–770 °C), хотя разброс значений по различным уравнениям достигает 134 °C.

Совершенно иные оценки температуры гиперсольвусных гранитоидов получены по другим минералам и уравнениям. Так, кристаллизация амфибола во всех рассматриваемых гранитоидах происходила в диапазоне преимущественно 700–800 °C. Температура насыщения рутилом пород, в которых встречен рутил, совпадает со средними оценками температуры по амфиболу около 750 °C. Распределение Hf между цирком и расплавом также говорит о том, что гиперсольвусные гранитоиды были весьма «холодными» – 630–790 °C. Оценка температуры по биотиту транссольвусных гранитоидов А-типа разными методами различается на 50–80 °C, но также находится вблизи температурных оценок по амфиболу и не показывает особых «горячих» гранитоидных расплавов.



Температура гранитоидов Заалтайской Гоби, оцененная различными методами по разным минералам.

Таким образом, полученные оценки температуры гиперсольвусных и трансольвусных гранитоидов А-типа, исключая температуру насыщения цирконом, согласуются между собой и говорят о том, что эти породы не являются «горячими». Следует сказать, что циркон в таких гранитоидах является субсолидусным минералом, его растворимость в щелочных расплавах высока, поэтому проблема «унаследованности» для этих пород не стоит. В связи с этим, по нашему мнению, говорить о «горячих» гранитоидах, когда речь идет о гранитоидах А-типа с высоким содержанием Zr, на основе только температуры насыщения цирконом весьма проблематично.

Работа выполнена в лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН при поддержке Минобрнауки РФ, проект № 075-15-2024-641.

- [1] Crisp L.J., Berry A.J. A new model for zircon saturation in silicate melts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2022. V. 177. P. 71.
- [2] Shao T., Xia Y., Ding X. et al. Zircon saturation model in silicate melts: a review and update // *Acta Geochimica*. 2020. V. 39. P. 387–403.
- [3] Borisov A., Aranovich L. Zircon solubility in silicate melts: New experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // *Chemical geology*. 2019. V. 510. P. 103–112.
- [4] Gervasoni F., Klemme S., Rocha-Junior E.R. et al. Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2016. V. 171. P. 21.
- [5] 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. P. 841–858.
- [6] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *American Mineralogist*. 2005. V. 90. P. 316–328.
- [7] Li X., Zhang C. Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2022. V. 127. № 9.
- [8] Андреева О.А., Аранович Л.Я., Козловский А.М. и др. Сравнительная геотермометрия гранитоидного массива Адж-Богд (Южная Монголия) на основе циркона // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 509. С. 145–152.
- [9] Borisov A., Aranovich L. Rutile solubility and TiO₂ activity in silicate melts: An experimental study // *Chemical geology*. 2020. V. 556. P. 119817.



ПРИЗНАКИ ТЕКТОНОГРАВИТАЦИОННОГО КОЛЛАПСА ОРОГЕНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА (АДЫГЕЙСКИЙ СЕКТОР)

С.Ю. Колодяжный, Н.Б. Кузнецов, Е.И. Махиня, Е.А. Шалаева, К.И. Данцова

Москва, Геологический институт РАН, kolod63@mail.ru

Адыгейский сектор современного орогена Большого Кавказа (БК) маркирует собой переходную область между его центральным и западным сегментами. Севернее Западного сегмента орогена расположены Западно- и Восточно-Кубанский прогибы западного Предкавказья, разделенные Адыгейским выступом. Согласно существующим общепринятым представлениям, эти прогибы заполнены кайнозойскими (олигоцен-квартер) молассами – продуктами разрушения орогена БК [1].

В западном сегменте БК комплексы его структурного основания, слагающие ядро Центрального мегантиклинория БК (позднепротерозойские и палеозойские гранитно-метаморфические и молассовые комплексы позднего палеозоя – герцинский фундамент Скифской эпигерцинской платформы, а также карбонатно-терригенные толщи триаса индо-синийского структурного этажа), периклинально погружаются под менее деформированные толщи мезозоя и кайнозоя [1]. В Адыгейском секторе структурное основание экспонировано в тектоноэрозионном окне Руфабго, а также в виде серии гранитно-метаморфических ядер и горстов – Даховский, Пшекиш-Бамбакский и Чугушский массивы, обрамленные складчатыми нижне- и среднеюрскими терригенными толщами киммерийского структурного этажа [2]. Залегающие выше со структурным несогласием карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные толщи средней юры – эоцена (альпийский структурный этаж) относительно слабо деформированы; полого (3–5°) падают к северу и слагают моноклиналь северного склона БК [1, 2].

В районе Адыгейского сегмента БК авторами проведены: 1) анализ и дешифрирование сейсморазведочных профилей и сейсмостратиграфических разрезов, характеризующих внутреннее строение мезозойско-кайнозойских толщ прогибов западного Предкавказья; 2) геолого-структурное изучение нижней части разреза альпийского чехла (средняя – верхняя юра).

Анализ сейсморазведочных профилей и сейсмостратиграфических разрезов, пересекающих прогибы западного Предкавказья, показал широкое развитие в них клиноформенных структур. Они представляют собой, очевидно, лопасти дельт палеорек, приносивших терригенный материал со стороны Скифской и Восточно-Европейской платформ. Распределение кайнозойских клиноформ в этих прогибах указывает на направленные на юг седиментационные потоки с палеоцена до позднего плиоцена. На основании этого можно сделать вывод о том, что формирование современного орогена БК и грубых моласс, связанных с его разрушением, стартовало не ранее конца плиоцена, вероятно в эоплейстоцене. Это в целом соответствует изложенному в работах [3, 4].

Если это так, то в прогибах западного Предкавказья собственно продукты разрушения орогена БК имеют чрезвычайно малые объемы. При этом большие скорости роста орогена БК и малые объемы продуктов его эрозии, аккумулярованных в прогибах западного Предкавказья, позволяют полагать, что в процессе новейшей орогении при выведении гранитно-метаморфических комплексов структурного основания БК к современной дневной поверхности, помимо эрозионных факторов, важную роль играли тектонические явления – тектоническая эрозия.

Натурные структурно-геологические и тектонофизические исследования основания и нижней части разреза альпийского чехла в бассейне р. Белой были нацелены на выявление процессов тектонической эрозии. В ходе полевых работ выявлены многочисленные постседиментационные срывы осадочных толщ с подстилающих комплексов киммерийского и индо-синийского структурных этажей. Эти субслоиные срывы представлены в виде зон хрупко-пластической деформации (пологие сбросы – детачмента). Вдоль детачментов установлены оперяющие сколы Риделя, милониты, асимметричные складки и будинаж-структуры, а также разнообразные микроструктуры (сланцеватость, борозды скольжения, С-S-структуры и др.). Пространственная ориентировка кинематических индикаторов указывает на перемещение сорванных пластин к северу, т.е.

по падению северного склона БК. Развитие detachментов происходило в условиях взброс-сбросового режима деформаций (вертикально-косого сжатия и преобладающего субгоризонтального растяжения).

При анализе сейсморазведочных профилей и сейсмостратиграфических разрезов, характеризующих внутреннее строение прогибов западного Предкавказья, также выявлены многочисленные detachменты, которые часто маркируют границы сейсмокомплексов. С detachментами связаны зоны разлинзования, структуры домино, асимметричные складчато-надвиговые структуры, рамповые складки и надвиговые дуплексы, а также складчатые структуры локального нагнетания геомасс. Вдоль detachментов установлено сопряженное развитие рамповых структур локального растяжения и сжатия, образующих разноранговые ячейки латерального транспорта горных масс.

Полученные материалы показывают, что при формировании Адыгейского сектора новейшего орогена БК важное значение имели субслоенные detachменты, по которым толщи альпийского чехла сорваны со своего структурного основания. Detachment сформированы при взаимодействии двух факторов: тектонического (вертикальное воздымание орогена, обусловленное эндогенными причинами) и гравитационного (соскальзывание геомасс со склонов растущего орогена, обусловленное гипергенными причинами). В совокупности эти факторы обусловили сочетание процессов образования орогена БК, а также его гравитационного расползания/растяжения и коллапса. Тектоногравитационное соскальзывание толщ альпийского чехла со склонов и периклинали растущего орогена БК обусловило эрозионно-тектоническую эксгумацию комплексов его гранитно-метаморфического основания.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00252, <https://rscf.ru/project/24-27-00252/>.

[1] *Большой Кавказ в альпийскую эпоху* / Ред. Леонов Ю.Г. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

[2] *Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Кавказская. Лист L-37–XXXV (Майкоп): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 310 с.

[3] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И., Федюкин И.В., Латышева И.В., Шаццло А.В., Маслова О.А., Полина С.Д.* К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С. 78–84.

[4] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В., Латышева И.В., Федюкин И.В., Новикова А.С., Маслова О.А., Данцова К.И., Драздова А.В., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С.* Возрасты детритового циркона из песков белореченской свиты (Западное Предкавказье): предварительные выводы о ее возрасте и о времени начала образования новейшего орогена Большого Кавказа // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. С. 244–249.



ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЗДНЕЮРСКИХ – РАННЕМЕЛОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КЛЮЧЕВСКОЕ ЧИТИНСКОЙ ОБЛАСТИ И КРАСИВОЕ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

К.М. Константинов¹, И.К. Константинов¹, Л.Р. Косарева², Е.А. Денисюк¹,
Д.Ю. Кокодей¹, Н.И. Пилипенко¹, Е.А. Сиселятин¹

¹ Иркутск, Институт «Сибирская школа геонаук» ИрНИТУ, geologiaforever@mail.ru

² Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Цель начатых петро- и палеомагнитных исследований позднеюрских и раннемеловых магматических образований золоторудных месторождений Ключевское в Читинской области (Дыроватская площадь) [1] и Красивое на севере Хабаровского края (Кет-Капский район) [2] заключалась в получении петрофизических характеристик по основным структурно-вещественным комплексам (СВК) для формирования физико-геологических моделей (ФГМ) как основы интерпретации материалов геофизических съемок [3] и геомагнитных полюсов по ряду рудообразующих объектов в качестве количественной характеристики геодинамических реконструкций развития региона и палеомагнитного датирования золоторудных процессов [4].

К основным задачам петрофизических исследований относятся:

- 1) отбор ориентированных образцов;
- 2) проведение первичных лабораторных измерений (объемная плотность – σ , магнитная восприимчивость – α , векторы естественной остаточной намагниченности – E_{OH} , I_n) и экспериментов;
- 3) статистическая обработка и получение дескриптивных параметров;
- 4) петромагнитные исследования (анизотропия магнитной восприимчивости – АМВ, магнитоструктурный анализ – МСА (магнитный гистерезис), дифференциальный термомагнитный анализ – ДТМА);
- 5) палеомагнитные исследования по изучению компонентного состава векторов E_{OH} горных пород и руд.

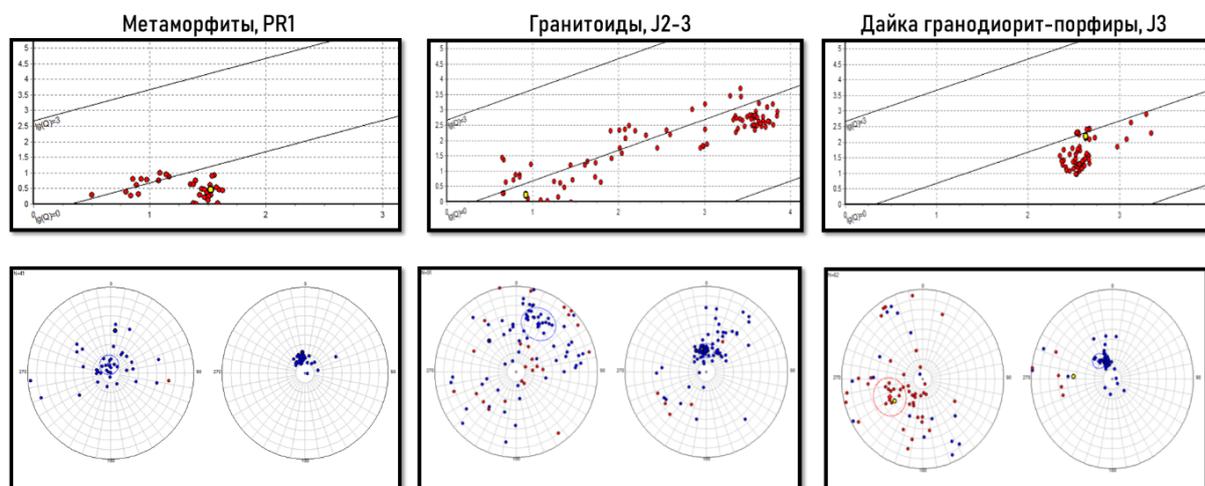


Рис. 1. Распределение значений физических параметров СВК месторождения Ключевское (Дыроватская площадь). График зависимости магнитной восприимчивости α (Карра), естественной остаточной намагниченности I_n и фактора Q . Стереогаммы векторов естественной остаточной намагниченности I_n (слева) и суммарной намагниченности I_s (справа).

Ориентированные образцы отбирались из магматических и метаморфических комплексов вышеуказанных месторождений в современной системе координат [4]. Из каждого обнажения с помощью горного компаса отбиралось 10–12 образцов. По штучам проводилось определение их объемной плотности, после чего они распускались на три кубика с ребром 20 мм для измерения магнитной восприимчивости и векторов естественной остаточной намагниченности [5]. Статистическая обработка материалов выполнена по [6]. По результатам первичных петрофизических измерений были выбраны лидирующие образцы для детальных магнито-минералогических и палеомагнитных исследований [4]. По всем отобранным СВК получены значения плотностных и магнитных петрофизических параметров (рис. 1). Как правило, магнитные характеристики имеют широкий диапазон распределения как модульных, так и векторных значений. В раннемеловых монцонитах и позднеюрских гранит-порфирах векторы ЕОН сгруппированы в отрицательной полусфере стереограммы, в то время как векторы суммарной намагниченности имеют крутые положительные направления.

АМВ изученных монцонитов и гранит-порфиров характеризуется даечным типом – плоскость магнитного расслоения (ПМР) субвертикальная, совпадающая с простираем тел (рис. 2, а). Согласно ДТМА основным минералом-носителем намагниченности является магнетит с точкой Кюри около 575 °С (рис. 2, б, в).

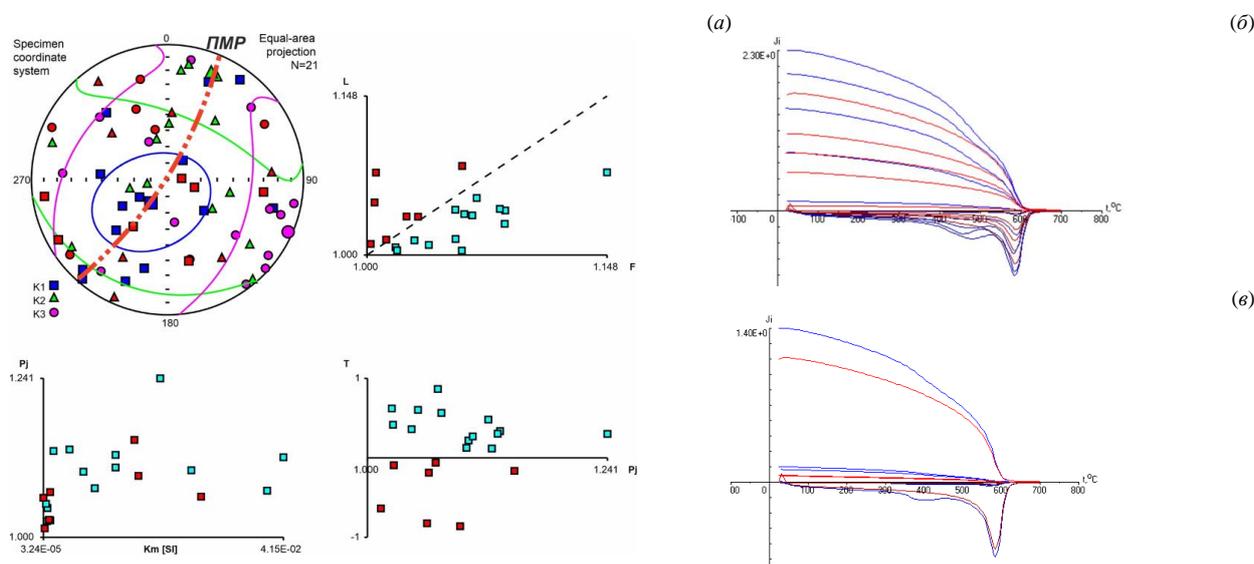


Рис. 2. Петромагнитные исследования АМВ и ДТМА золоторудных месторождений Красивое (а, б) и Ключевское (в).

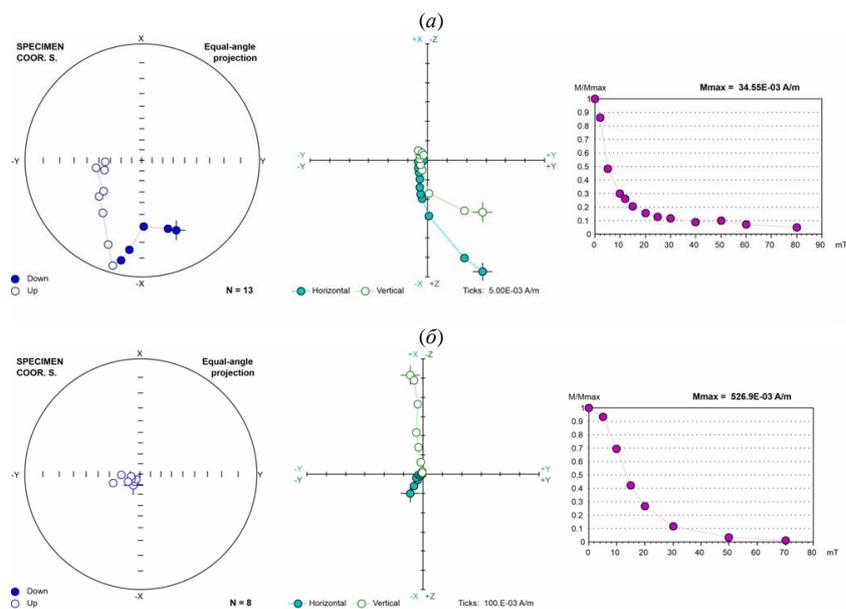


Рис. 3. Палеомагнитные исследования даек гранодиорит-порфиров J_{3am} месторождения Ключевское (а) и монцонитов кеткапского комплекса K_{1kk} месторождения Красивое (б).

Палеомагнитные исследования монцитов и гранит-порфиров показали, что в них присутствуют только крутые отрицательные векторы характеристической ЕОН (рис. 3). Эти направления согласуются с векторами ЕОН кимберлитов Куойского кимберлитового поля ЯАП [7]. Рассчитанные геомагнитные полюсы вполне могут быть использованы для уточнения позднемезозойского палеомагнитного полюса и геодинамических реконструкций Сибирской платформы.

- [1] *Криволицкая Н.А., Гонгальский Б.И.* Ключевское месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 2. С. 33–40.
- [2] *Полин В.Ф., Зверева Н.М., Травин А.В., Пономарчук А.В.* Возраст золотого оруденения Кеткапско-Юнской магматической провинции // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41, № 5. С. 3–19.
- [3] *Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю.* Моделирование в разведочной геофизике. М.: Недра, 1987. 194 с.
- [4] *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- [5] *Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга вторая. Техника и методика исследований* / Ред. А.А. Молчанов, Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 256 с.
- [6] *Константинов К.М., Забелин А.В., Зайцевский Ф.К. и др.* Структура и функции петромагнитной базы данных «RESARCH» Якутской кимберлитовой провинции // Геоинформатика. 2018. № 4. С. 30–39.
- [7] *Константинов К.М.* Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Якутской алмазносной провинции // Наука и образование. 2010. № 1 (57). С. 47–54.



ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

К.М. Константинов¹, Е.В. Скляров², Л.Р. Косарева³, А.В. Лавренчук^{4,5},
Е.В. Пушкарев⁶, Г.К. Константинов¹, П.Н. Воробьева¹, А.Е. Дугарова^{1,7},
В.А. Перова^{1,7}, Н.И. Пилипенко¹, Е.А. Сиселягин¹, Э.Б. Тулесонова¹

¹ Иркутск, Институт «Сибирская школа геонаук» ИРрНИТУ, 2konstant@mail.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН

³ Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

⁴ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

⁵ Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

⁶ Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН

⁷ Иркутск, ООО «Сигма-Гео»

Петрофизические исследования основных структурно-вещественных комплексов (СВК) Ольхонского террейна [1] начаты с целью разработки петрофизической легенды (ПФЛ) как основы интерпретации материалов геофизических съемок [2] и изучения палеомагнетизма ряда СВК Ольхонского террейна в качестве количественной характеристики геодинамических реконструкций развития Палеоазиатского складчатого пояса [3, 4].

К основным задачам петрофизических исследований относятся:

- 1) отбор ориентированных образцов из важных для петрофизического картирования СВК;
- 2) проведение первичных лабораторных измерений и экспериментов;
- 3) корректная статистическая обработка и составление варианта ПФЛ (графики, стереограммы и таблицы значений петрофизических параметров);
- 4) оценка сохранности палеомагнитной информации у ряда СВК, слагающих верхнюю часть разреза Ольхонского террейна.

Итоги этих исследований планируется представить в виде графиков, таблиц, статических и динамических физико-геологических моделей.

В основе разработки ПФЛ лежит Аэрокосмическая геологическая карта [5], в пределах которой были намечены первоочередные объекты (СВК) для отбора ориентированных образцов. Для этого использовалась современная система координат [6]. Из каждого сайта (более 60) с помощью горного компаса отбиралось по 5–7 ориентированных образцов с предварительным измерением ручным капша-метром ПИМВ величины магнитной восприимчивости горных пород в обнажении. По штучам проводилось определение их объемной плотности, после чего они распускались на три кубика с ребром 20 мм для измерения магнитной восприимчивости и векторов естественной остаточной намагниченности [7]. Статистическая обработка материалов выполнена по [8]. По результатам первичных петрофизических измерений были выбраны лидирующие образцы для детальных магнитоминералогических и палеомагнитных исследований. В первую очередь были изучены породы основного состава (габброиды, беербахиты, долериты), по которым предполагалось получение векторов характеристической естественной остаточной намагниченности (ЕОН) [6].

Предварительные петрофизические исследования показали, что по магнитным параметрам коллекцию можно условно разбить на две группы – слабо-(заметное большинство) и сильномагнитную (рис. 1, *a–c*). В коллекции присутствуют образцы как с положительными, так и с отрицательными векторами ЕОН (рис. 1, *e*). Векторы суммарной намагниченности в основном сгруппированы около современного направления геомагнитного поля (рис. 1, *f*).

Палеомагнитные исследования установили присутствие в некоторых изученных СВК векторы характеристической ЕОН (рис. 2), природа и возраст которых будет уточнена в ходе дальнейших лабораторных анализов и экспериментов. Основным минералом-носителем намагниченности в изученных образцах является магнетит с точкой Кюри около 575 °С. Возраст векторов характеристической ЕОН может быть относительно молодым, что уточняет историю проявления тектономагматических процессов в пределах Ольхонского террейна.

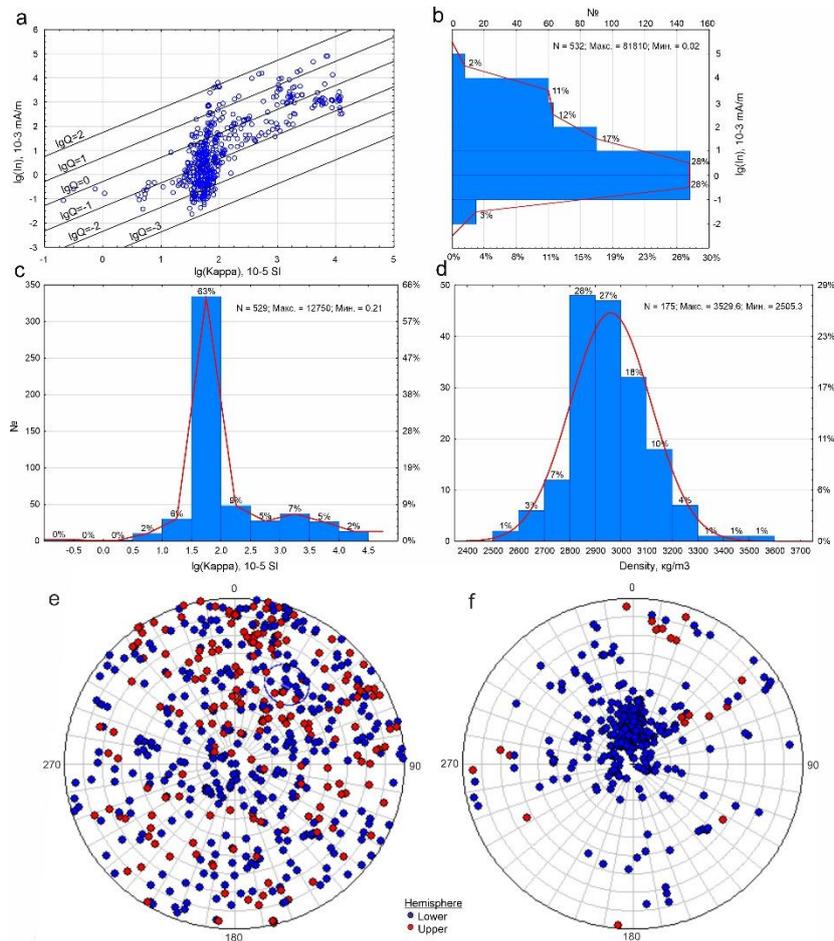


Рис. 1. Распределение значений физических параметров структурно-вещественных комплексов Ольхонского террейна. *a* – график зависимости магнитной восприимчивости κ (Карра), естественной остаточной намагниченности I_n и фактора Q ; *b–d* – гистограммы: естественной остаточной намагниченности (*b*), магнитной восприимчивости (*c*) и плотности (*d*); *e, f* – стереограммы векторов естественной остаточной намагниченности I_n (*e*) и суммарной намагниченности I_s (*f*).

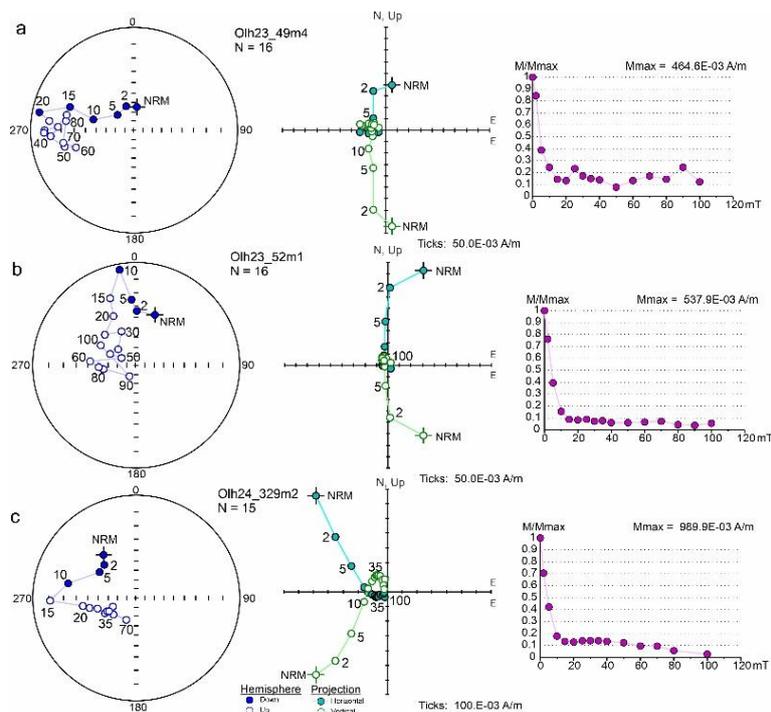


Рис. 2. Палеомагнитные исследования СВК Ольхонского террейна. *a* – габбро (обн.23-10), *b* – беербахиты (обн.23-11) и *c* – долериты (обн.24-60).

- [1] *Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al.* The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: northeastern segment (guidebook and abstract volume of the siberian workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk: IEC SB RAS, 2005. P. 5–76.
- [2] *Турутанов Е.Х.* Морфология базитовых интрузий Ольхонского региона по гравимагнитным данным (Западное Прибайкалье). Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2011. 208 с.
- [3] *Константинов К.М.* Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1998. 18 с.
- [4] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. et al.* 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.
- [5] *Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P. et al.* Collision system of West Pribaikalie: Aerospace geological map of Olkhon region (Baikal, Russia) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. V. 11, № 3. P. 447–452. doi:10.5800/GT-2020-11-3-0485.
- [6] *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- [7] *Петрофизика: Справочник.* В трех книгах. Книга вторая. Техника и методика исследований / Ред. А.А. Молчанов, Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 256 с.
- [8] *Константинов К.М., Забелин А.В., Зайцевский Ф.К. и др.* Структура и функции петромагнитной базы данных «RSEARCH» Якутской кимберлитовой провинции // *Геоинформатика*. 2018. № 4. С. 30–39.



КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ

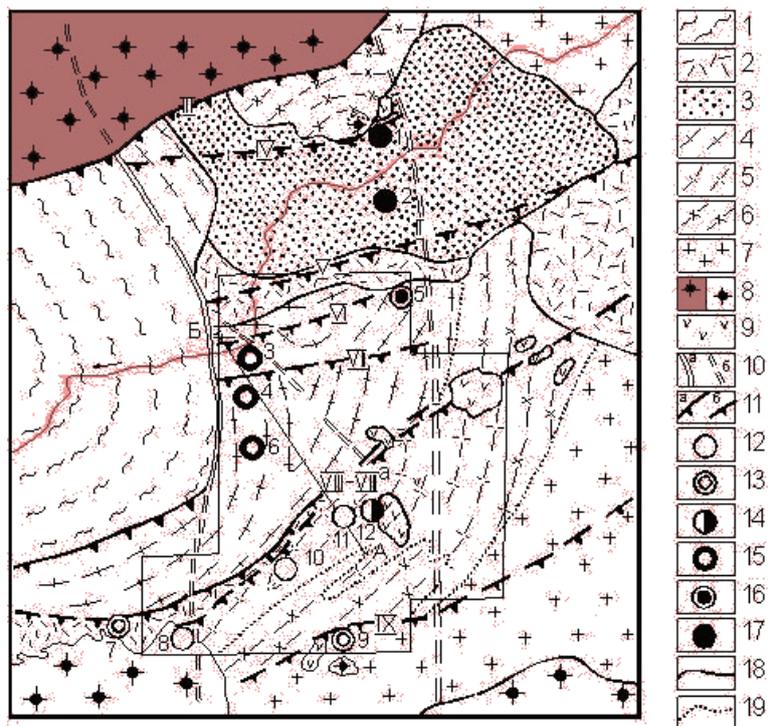
А.Т. Корольков

Иркутск, Иркутский государственный университет, baley51@mail.ru

Комплексы метаморфического ядра (КМЯ) были выделены во второй половине XX в. в Кордильерах. Российским ученым информация о них стала доступной благодаря работам Е.В. Склярова и др. [8, 12]. В настоящее время выделены КМЯ в Западном и Восточном Забайкалье, на Становом нагорье и в других местах. Довольно хорошо изучено геодинамическое положение, структура, петрология, изотопный состав различных пород, слагающих комплексы. Но их влияние на размещение различных месторождений полезных ископаемых предстоит изучить более детально. Особенно это касается золотоносности. Следует установить, насколько типична локализация месторождений и рудопроявлений золота вблизи структур КМЯ.

Имеющиеся материалы свидетельствуют о том [2, 8, 12], что КМЯ кордильерского типа формируются следующим образом: 1) для их образования характерны условия растяжения; 2) локализованы в горно-складчатых коллизионных областях, испытавших стадию распада; 3) сочетают тектонически сближенные разновозрастные осадочно-вулканогенные, дислокационно-метаморфические и интрузивные комплексы; 4) тесно связаны с глубокими пологозалегающими структурами сбросового типа (детachmentами); 5) характеризуют глубинные зоны «горячего растяжения» в противовес вышезалегающим зонам «холодного растяжения» (рифтогенным впадинам); 6) развенчивают геологический миф о том, «что метаморфизованные и дислоцированные комплексы являются более древними по отношению к неметаморфизованным и слабо-дислоцированным образованиям»; 7) зарождаются как зоны глобального растяжения предположительно в сдвиговых дуплексах с транстенсией. Общеизвестно, что влияние горячей области на континентальную кору выражается в сводообразовании, развитии рифтогенных впадин в пределах свода, щелочных и субщелочных пород различного состава. Многие выделенные к настоящему времени КМЯ Западного и Восточного Забайкалья [8] расположены в контурах горячих областей, по В.В. Ярмолуку и др. [14]. Вероятно, это неслучайно. Вопрос взаимодействия КМЯ интересен и с точки зрения развития оруденения. Можно рассмотреть это на примере изученной территории.

Палеогеодинамика БалеЙского золоторудного района Восточного Забайкалья детально рассмотрена в работе [2], где показана его тесная связь с Амурским супертеррейном [1] и Борщевочным КМЯ. Здесь следует выделить три главных аспекта: 1) формирование Борщевочного КМЯ происходило на заключительных этапах геодинамического развития БалеЙского золоторудного района; 2) зарождение условий растяжения увязывалось с развитием сдвиговых дуплексов с транстенсией; 3) локализация Борщевочного КМЯ произошла в зоне сутуры после закрытия позднепалеозойско-мезозойского Монголо-Охотского палеоокеана. В ядерной части этого КМЯ развиты позднеюрские гранитоиды борщевочного комплекса, которые содержат акцессорный монацит. Разрушение этих гранитоидов привело к формированию крупной аллювиальной россыпи монацита, которая разрабатывалась в БалеЙском районе в 50–60 гг. XX в. в рамках Атомного проекта СССР. Несоблюдение экологических норм эксплуатации россыпи, недостаточная рекультивация горных выработок и неграмотное использование монацитового песка в строительстве привели к радиоактивной экологически неблагоприятной обстановке [3, 4]. В пределах борщевочных гранитов известны различные пегматитовые тела с топазом. Очень интересный материал получен в результате опорного бурения глубиной 2600 м юго-восточной части обрамления Борщевочного КМЯ [11]. В результате анализа керна и информации по ГИС установлено три группы пород: 1) до глубины 788 м распространен складчатый комплекс, основу которого составляют дислоцированные перидотиты и серпентиниты, а в нижней его части выделяется зона detachmentа; 2) интервал 788–1486 м соответствует гранит-кристаллосланцевым породам; 3) интервал 1486–2600 м отвечает собственно метаморфическому ядру и представлен гранит-плаггиогнейсовыми породами, где развиты мигматиты до глубины 2349 м, сменяющиеся телом гнейсовидных биотитовых гранитов с большим количеством ксенолитов и скиалитов.



Геологическая схема Бале́йского рудного узла, включающая результаты детального картирования [5].

1 – верхнерифейские метаморфические сланцы; 2 – юрские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения; 3 – нижнемеловые грубообломочные отложения; 4–7 – гранитоиды Ундинского батолита (верхний палеозой): 4 – кварцевые диориты и гранодиориты, значительно гнейсированные, 5 – гнейсовидные гранодиориты и граниты, 6 – диориты и кварцевые диориты, 7 – лейкократовые граниты; 8 – гранитоиды борщевочного (выделены серым цветом) и амуджикано-сретенского комплекса (верхняя юра); 9 – микродиориты субвулканического комплекса (верхняя юра); 10 – субмеридиональные крупные разрывные нарушения, прослеженные: а – по геологическим данным, б – по геофизическим параметрам (I – Дутурульское, II – Березовское); 11 – субширотные разрывные нарушения, преимущественно сбросы: а – достоверные, б – предполагаемые (III – Южно-Борщевочный, IV – Контактный, V – Лево-Ундинский первый, VI – Лево-Ундинский второй, VII – Сайдашный, VIII – Северо-Восточный первый, VIIIA – Северо-Восточный второй, IX – Улановский, X – Сосновский); 12–17 – месторождения и рудопоявления: 12 – кварц-молибденитовые (8 – Лотошное, 10 – Дутурульское, 11 – Голготайское), 13 – кварц-висмутовые (7 – Новое, 9 – Улановское), 14 – кварц-турмалин-сульфидно-золоторудное (12 – Средне-Голготайское), 15 – кварц-сульфидно-золоторудные (6 – Косачихинское, 4 – Майское, 3 – Сосновское), 16 – флюоритовое (5 – Березовское), 17 – пираргирит-кальцит-халцедон-золоторудные (1 – Бале́йское, 2 – Тасеевское); 18 – контакты стратиграфические и интрузивные; 19 – контакты фациальные. Сплошной контур – граница площади детальных геологических, геохимических и геофизических работ. Линия АБ – геохимический профиль.

Условия формирования медно-порфирового оруденения изучены во многих работах [6, 10, 15]. Для Забайкалья ставится вопрос о выделении полигенно-порфирового оруденения [7]. Характерной особенностью оруденения является связь с вулканоплутоническими поясами, где проявлен магматизм базальтового или андезитового состава. Внутри поясов развиты на глубине гранитоидные массивы с порфировым строением, сменяющиеся по вертикали субвулканическими штоками, а затем брекчиями. Наблюдается зональное проявление широко развитых метасоматитов в направлении от массива порфиroidных гранитов к дневной поверхности: биотитизация и калишпатизация – окварцевание – аргиллизация – пропилитизация. Оруденение зонально изменяется от более высокотемпературного кварц-халькопирит-молибденитового вблизи порфиroidных гранитов до кварц-галенит-сфалеритового на удалении от массива (голготайский тип) и золотосеребряного кварцевого (бале́йский тип) на периферии рудно-магматической колонны. Преобладают рудные тела штокверкового и кварцево-жильного типа, формирующиеся в условиях повышенной трещиноватости вмещающих пород. Грязевый вулканизм для оруденения бале́йского типа [13] не противоречит этой модели. Функционирование рудно-магматической колонны медно-порфирового типа в Бале́йском золоторудном районе, видимо, продолжалось до 10 млн лет (поздняя юра – нижний мел), а ее степень эрозионного среза являлась преобладающей

для определенного состава руд и извлекаемых металлов. С учетом обобщающих работ и проведенного анализа детальных геолого-геохимических работ моделью формирования месторождений балецкого типа может быть слабо-, а голготайского типа – высокоэродированная часть рудно-магматической колонны золото-медно-порфирового типа [5]. В Балецком районе золото-медно-порфировое оруденение могло быть связано как с глубинным магматизмом андезитового типа (голготайский тип оруденения), так и с глубинным магматизмом базальтового типа (балецкий тип оруденения).

Следует вспомнить о ранее высказанном предположении, что детачмент Борщевочного КМЯ погружается на глубине в сторону Балецкого района [2]. Подтверждением этого стали материалы глубокого бурения, где выявлены измененные ультраосновные породы, погружающиеся вместе с детачментом к югу [11]. Влиянием Борщевочного КМЯ на золотоносность стали заниматься недавно [5, 9]. Это связано главным образом с разломными структурами растяжения, которые дренируют различные по первичному содержанию золота породы, вмещают малые магматические тела и сопровождаются масштабными метасоматическими изменениями (рисунок).

Анализ известных КМЯ показывает, что они не имеют связи с коренной золотоносностью. Уникальность Борщевочного КМЯ обусловлена его локализацией в сутуре, сформировавшейся при закрытии Монголо-Охотского океана. Возможно, здесь существовал океанический остров и формировался слэб, погружающийся под Амурский супертеррейн (под Балецкий золоторудный район).

Таким образом, по результатам исследований были сделаны выводы.

1. Балецкий рудный район на раннем этапе формирования входил в состав активной континентальной окраины, что предопределило возникновение рудно-магматической колонны медно-порфирового типа, которая существовала на рубеже поздней юры – раннего мела, вероятно, около 10 млн лет.

2. После закрытия Монголо-Охотского океана на этой территории проявилось влияние комплекса Борщевочного КМЯ, сформировавшегося при растяжении в условиях сдвиговых деформаций.

3. Влияние Восточно-Забайкальской горячей области привело к образованию малых субщелочных интрузий и рифтогенных грабенов.

4. В позднеюрское время возникло золото-медно-порфировое оруденение голготайского типа, а в раннемеловое время – золото-медно-порфировое оруденение балецкого типа.

5. Не исключено, что опорный разрез Борщевочного комплекса метаморфического ядра вскрыл не только детачмент, но и деформированный слэб, полого погружающийся под Амурский микроконтинент (супертеррейн).

- [1] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- [2] *Корольков А.Т.* Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2007. 251 с.
- [3] *Корольков А.Т.* Закономерности формирования Ундинской купольной структуры и ее рудоносность (Восточное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1987. 17 с.
- [4] *Корольков А.Т.* Монацитовая проблема города Балея // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2016. № 1 (54). С. 96–103.
- [5] *Корольков А.Т.* Признаки активной континентальной окраины и порфирового оруденения в Балецком районе (Восточное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. Вып. 21. С. 130 – 132.
- [6] *Кривцов А.И. и др.* Меднопорфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / Ред. А.И. Кривцова. М.: ЦНИГРИ, 2001. 232 с.
- [7] *Летунов С.П. и др.* Геодинамическая позиция месторождений полигенно-порфировой серии Забайкало-Монголо-Приамурского региона // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: Сборник научных трудов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2019. С. 39–52.
- [8] *Мазукабзов А.М. и др.* Комплексы метаморфических ядер Забайкалья: обзор // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, № 2. С. 95–125.
- [9] *Манолё Р.Г. и др.* Положение золоторудных месторождений в структуре Борщевочного комплекса метаморфического ядра (Восточное Забайкалье) // Управление минеральными ресурсами. Орловские чтения: Сборник тезисов II Всероссийской научно-практической конференции, посвященной памяти В.П. Орлова. Томск: ТГУ, 2023. С. 66–69.

- [10] *Петров О.В. и др.* Карта закономерностей размещения золото-медно-порфировых месторождений России 1:2 500 000 масштаба (на основе комплектов государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000 третьего поколения // Региональная геология и металлогения. 2020. № 84. С. 5–24.
- [11] *Петров О.В. и др.* Опорный разрез Борщовочного комплекса метаморфического ядра (по материалам забайкальской параметрической скважины, 2600 м) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (18–21 октября 2022 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 228–230.
- [12] *Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- [13] *Ялович Л.И., Татаринцев А.В.* Указатель опубликованных материалов по золоту для планирования и проведения прогнозно-поисковых, геологоразведочных и добычных работ в пределах Бурятии, Забайкальского края и Иркутской области / Ред. Б.Б. Дамдинов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2022. 198 с.
- [14] *Ярмолюк В.В. и др.* Северо-Азиатский суперплот в фанерозое // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- [15] *Sillitoe R.H.* Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 3–41.



ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА)

В.Н. Королюк¹, Ф.П. Леснов¹, Ч.О. Кадыр-оол², А.А. Монгуш², Ч.К. Ойдуп²

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
samebax@igm.nsc.ru, lesnovfp@list.ru

² Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
kadyrool91@mail.ru; amongush@inbox.ru; oydup_ch@mail.ru

Мажалыкский массив (51°01'17" в.д.; 94°58'57" с.ш.), входит в состав Ондум-Таннуольского ареала мафит-ультрамафитовых массивов, многие из которых еще недостаточно изучены относительно условий формирования и преобразования слагающих пород [2]. Одним из индикаторных минералов, в определенной мере раскрывающих эти условия, является аксессуарный циркон. Данные о времени образования, о химическом составе, о минеральных видах микровключений в его кристаллах отражают геохимические особенности минералообразующей среды [3, 4]. Для выяснения информативных возможностей циркона применительно к перидотитам массива Мажалык из серии коренных обнажений этих пород, распределенных на площадке размером 20×60 м, отобрали пробу общей массой около 25 кг. Из нее выделили более 50 кристаллов циркона и их обломков преимущественно размером 80–100 мкм. Материал поместили в эпоксидную шашку-препарат для определения химического состава и геохимических характеристик, а также для установления U-Pb изотопного возраста. В итоге пригодными для изучения оказались 55 зерен.

В цирконах присутствует значительное число элементов с содержанием в первые г/т, надежно фиксируемые прецизионными методами анализа типа LA ICP-MS. Более доступный электронно-зондовый микроанализ (ЭЗМА) менее чувствителен и точен в этой области концентраций, что ограничивает для него перечень определяемых элементов. В данной работе представлена методика ЭЗМА, первые данные и выводы по химическому составу цирконов из перидотитов Мажалыкского массива.

Структура циркона ограничено допускает равно- и разновалентный изоморфизм. В простейшем случае в узлы кристаллической решетки формирующегося зерна, кроме ZrO₂ и SiO₂, встраиваются HfO₂, UO₂, ThO₂ и т.д. В гетеровалентных замещениях с разной вероятностью участвуют комплексы из 2–5-валентных оксидов, например, 3(Zr,Si)O₂←CaO+Ta₂O₅, 4(Zr,Si)O₂←Y₂O₃+P₂O₅, 5(Zr,Si)O₂←Ce₂O₃+HfO₂+P₂O₅. [3]. Структура циркона открытая, ее пустоты и каналы содержат примесь внедрения [4].

На основе литературных данных авторы наметили элементы-примеси, доступные для ЭЗМА. По редким землям (РЗЭ) этот метод неэффективен для средних и части тяжелых и легких РЗЭ, а также для Ta и Nb. Кроме Zr, Si, Hf, Ce, Yb и Y, в список включили элементы, характерные для некоторых разновидностей циркона (вальвит, хагаталит и т.п.), а также Pb, определяемый прецизионными методами. Интерес к свинцу вызван вопросом о формах его вхождения в структуру циркона (примесью внедрения или замещения; в составе микровключений) – тема, часто поднимаемая при обсуждении U-Pb изотопных датировок цирконов. В итоге круг определяемых компонентов составили ZrO₂, HfO₂, SiO₂, P₂O₅, CaO, Y₂O₃, Ce₂O₃, Yb₂O₃, FeO, PbO, ThO₂ и UO₂.

Анализ цирконов провели в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на микрозонде JXA-8230 при E₀=25 кВ и силе тока зонда I=150 нА с расчетом состава ZAF-коррекцией. Для Hf и Pb выбор рентгеновских линий в качестве аналитических ограничен. С одной стороны, для повышения чувствительности ЭЗМА требуется регистрация наиболее сильных линий аналита. С другой стороны, необходимо избежать наложения на них сопоставимого или более интенсивного излучения от основных элементов образца. Иначе неприемлемую погрешность в анализы на микропримесь внесет процедура учета наложений. В частности, на самое интенсивное La излучение гафния строго накладывается Zr Ka II линия, яркость которой может превосходить Hf La сигнал, что

исключает корректный вычет мешающего излучения из полезного, поэтому для гафния регистрировали более слабую Hf Ma линию, компенсируя потерю интенсивности увеличением времени счета и используя светосильный спектрометр. Для свинца с предельно низкой для ЭЗМА концентрацией были вынуждены работать по его наиболее яркой и контрастной La линии, хотя и отягощенной наложением Lg1 и Lg2 излучения гафния. Его вклад в содержание PbO удалось учесть путем измерений на синтетическом цирконе, содержащем 2 мас. % HfO₂. Выяснили, что 1 мас. % этого оксида завывает концентрацию PbO на 0.080 мас. %. С учетом этого факта корректировали результаты анализов по свинцу. Без потери точности анализа можно пренебречь взаимным наложением рентгеновских линий элементов-примесей. Места измерения фона в окрестности пика линий определены отсутствием в них характеристического излучения от всех компонентов состава цирконов, а также стремлением снизить погрешность оценки фонового излучения непосредственно под аналитической линией. При регистрации интенсивности, сопоставимой с фоновым сигналом, длительность съемки на пике линии и суммарное время фоновых измерений обязательно должны быть равны [1]. В методике стандартами служили синтетические (циркон, Y- и PЗЭ-фосфаты) и природные фазы. Измерения на неустойчивом под зондом ThO₂ проводили 30 раз при I=0.5 нА. В табл. 1 указаны условия анализа, время регистрации на пиках линий t, предел обнаружения оксида (ПО), его среднее содержание \bar{C} , стандартное отклонение S и другие метрологические показатели, в совокупности характеризующие распределение оксидов в выборке из 55 зерен циркона.

Таблица 1. Аналитические условия, метрологические характеристики и среднее по массиву данных содержание оксидов в цирконе, мас. %

Линия	Кристалл	Фон, мм		t, с	ПО	\bar{C}	S	Ek	As	min	max
		+	-								
Zr La	HPET	0.0	2.0	30	0.039	65.24	0.3520	-0.45	0.28	64.50	66.10
Si Ka	TAP	1.5	1.5	25	0.014	32.35	0.2220	-0.19	-0.05	31.78	32.84
Hf Ma	TAP	1.2	1.2	50	0.021	1.57	0.1902	2.00	-0.53	0.91	2.01
P Ka	LPET	1.5	0.0	25	0.003	0.096	0.0261	0.70	0.85	0.049	0.178
Ca Ka	PET	1.5	1.5	40	0.002	0.009	0.0294	33.73	5.52	0.0	0.199
Y La	LPET	1.5	0.0	25	0.005	0.192	0.1258	1.03	1.15	0.028	0.594
Ce La	LPET	1.2	1.5	25	0.004	0.036	0.0055	0.45	0.48	0.027	0.051
Yb La	LIF	2.0	2.0	25	0.008	0.044	0.0269	1.21	1.27	0.010	0.122
Fe Ka	LIF	1.5	1.5	25	0.004	0.041	0.1380	25.93	4.86	0.0	0.871
Pb La	LIF	1.4	0.9	25	0.017	0.012	0.0154	-0.66	0.87	0.0	0.049
Th Ma	HPET	1.5	1.5	50	0.004	0.018	0.0196	7.34	2.47	0.0	0.103
U Mb	PET	1.5	1.5	40	0.010	0.030	0.0387	5.73	2.20	0.0	0.188

Из табл. 1 следует, что наибольшую концентрацию среди микропримесей в цирконах имеют Hf и Y, наименьшая она у Ca. Показатели асимметрии (As) и эксцесса (Ek) указывают на нормальный закон распределения содержания Zr, Si и Hf. Для микропримеси положительная асимметрия свидетельствует о смещении и, согласно $Ek > 0$, главным образом «заостренных» максимумов распределения в сторону нулевых значений. Частично это вызвано тем, что содержание ниже ПО принимается за нулевое. Чтобы снизить ПО, и в первую очередь для Pb и U, необходимо увеличение токо-временной нагрузки на образец. Значительное возрастание тока зонда возможно без проблем для зерен размером более 200–300 мкм. При меньших размерах и больших токах обычно повреждается углеродное напыление шашки и происходит смещение поверхности зерна из резкого положения микроскопа. Высокие для Ca и Fe показатели As и Ek, присущие «выбросам» в концентрационных распределениях, дают основание предполагать, что они присутствуют в цирконах в составе микровключений.

Коэффициенты парной корреляции между содержанием элементов-примесей показали некоторые закономерности их вхождения в состав цирконов (табл. 2).

Таблица 2. Коэффициенты корреляции k для пар элементов-примесей в цирконах

	U	Ca	Pb	Yb	Fe	Zr	Th	Si	Hf	Y	P	Ce
Ca	0.64	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Pb	0.16	–0.10	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Yb	0.61	<i>0.37</i>	0.13	1	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe	0.68	0.70	0.07	<i>0.49</i>	1	–	–	–	–	–	–	–
Zr	<i>–0.39</i>	<i>–0.31</i>	0.02	<i>–0.33</i>	<i>–0.43</i>	1	–	–	–	–	–	–
Th	0.86	0.59	0.17	0.65	0.79	<i>–0.37</i>	1	–	–	–	–	–
Si	<i>–0.23</i>	<i>–0.22</i>	0.00	<i>–0.49</i>	<i>–0.28</i>	<i>–0.07</i>	<i>–0.40</i>	1	–	–	–	–
Hf	<i>0.38</i>	<i>–0.01</i>	0.02	<i>–0.03</i>	0.42	<i>–0.40</i>	<i>0.26</i>	0.12	1	–	–	–
Y	0.55	<i>0.27</i>	0.18	0.93	0.51	<i>–0.33</i>	0.69	<i>–0.48</i>	<i>–0.12</i>	1	–	–
P	0.03	<i>–0.18</i>	0.08	0.17	<i>–0.09</i>	0.11	0.00	<i>–0.07</i>	<i>–0.38</i>	0.20	1	–
Ce	<i>0.28</i>	<i>0.35</i>	<i>–0.05</i>	0.19	<i>0.41</i>	<i>–0.18</i>	<i>0.30</i>	<i>–0.01</i>	0.21	0.18	0.16	1

Выявлена сильная ($k > 0.75$, прямой жирный шрифт) положительная связь между компонентами в парах Th-U, Th-Fe и Y-Yb. Умеренная положительная корреляция ($0.50 < k < 0.75$, жирный курсив) присутствует в 9 случаях парных сочетаний между U, Th, Y, Ce, Ca и Fe. Эти элементы, судя по показателям их связи с Zr и Si, замещают цирконий, но только два из них – Y и Yb – еще и отрицательно коррелируют с кремнием. Слабая связь разного знака с Ca и Fe наблюдается для 22 пар ($0.25 < |k| < 0.50$, курсив), причем фосфор отрицательно коррелирует только с гафнием. В 32 парах ($k < 0.25$, прямой шрифт) связь между концентрацией компонентов отсутствует. Корреляция между содержанием свинца и других элементов не проявлена, что свидетельствует в пользу допущения, что он находится в цирконах в форме неструктурной примеси.

В заключение можно констатировать, что ЭЗМА цирконов позволяет выявить геохимическую информативность элементов-примесей с содержанием выше 20–30 г/т.

Работа выполнена в рамках государственных заданий по ИГМ СО РАН № 122041400171-5 и № 122041400057-2, по ТуВИКОПР СО РАН № 222020400035-4.

- [1] Королюк В.Н. Метрологические характеристики определения свинца в фосфатах редких земель методом электронно-зондового микроанализа // Журнал аналитической химии. 2014. Т. 69, № 11. С. 1166–1172.
- [2] 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.
- [3] Ляхович В.В. «Цирконовый метод»: достоинства и недостатки. Статья II // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2000. Вып. 9. С. 124–127.
- [4] Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry / Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Mineralogical Society of America, 2003. V. 53. 500 p.



ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И ПРОЦЕССЫ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МАТЕРИАЛА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

А.В. Корсаков, С.П. Демин, Е.Е. Подугольникова, Д.С. Михайленко

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

Процессы частичного плавления и дегидратации субдуцируемого слэба являются ключевыми в рециклировании корового материала и могут приводить к образованию химических неоднородностей в мантии Земли. Наиболее глубокие парагенезисы, установленные в породах континентальной коры, формировались в поле стабильности коэсита [1, 2] и алмаза [3–6]. Однако исследование процессов дегидратации и высокобарического плавления материала континентальной коры в комплексах сверхвысоких давлений сопряжено с рядом сложностей. Во-первых, исходный состав протолита остается неизвестным. Во-вторых, при погружении в зависимости от степени дегидратации пород плавление может начинаться на прогрессивном этапе, когда субдуцируемые породы еще не достигли пика метаморфизма. В-третьих, при субизотермической декомпрессии степень частичного плавления может значительно повышаться. В-четвертых, несмотря на высокие скорости эксгумации [7, 8], стекловатых включений до сих пор не установлено в алмазоносных породах Кокчетавского массива и комплекса Эрцгебирге, различить продукты раскристаллизации расплавов очень сложно [9–11]. Исследование ксенолитов высокобарических пород, выносимых в результате эксплозивных извержений, способно пролить свет на особенности протекания процессов высокобарического плавления корового субстрата, но подобные ксенолиты весьма редки и известны лишь на Памире [12, 13]. В данной работе основное внимание уделено составу флюидной фазы в ксенолитах эклогитов и гранулитов из трубки взрыва Эклогитовая (Восточный Памир) [14, 15].

Ксенолиты эклогитов и гранулитов широко распространены в некоторых диатремах Дункельдыкского комплекса (Восточный Памир). Трубки взрыва, дайки и субвулканические тела этого комплекса сложены породами от ультракалийевых щелочных базальтов (фергуситы) до трахитов, сиенитов и карбонатитов [15]. Б.Р. Хакер с соавторами [16] показали, что образование наиболее глубоких минеральных ассоциаций в этих типах пород проходило при 2.2–2.8 ГПа. Ксенолиты эклогитов и гранулитов являются крупнозернистыми породами, состоящими из порфириобластов граната, кианита, пироксена, окруженных кварц-полевошпатовым матриксом. Акцессорные минералы в гранулитах представлены графитом, апатитом, рутилом, цирконом и монацитом. В эклогитах среди акцессорных минералов преобладает рутил, реже – титанит и иногда – циркон. Расплавные включения диагностированы в большинстве породообразующих минералов. Включения имеют азональное распределение, а их размер варьируется от 5 до 20 микрон, тогда как в кварце они достигают 40 микрон. Обычно они содержат стекло и гетерогенные пузырьки газа. Для идентификации состава газовых пузырьков использовались методы КР-спектроскопии (КР-картирование и накопление индивидуальных спектров).

Анализ КР-карт и индивидуальных спектров позволил установить, что в эклогитах в газовом пузырьке присутствует лишь CO₂, тогда как в графитсодержащих гранулитах наряду с CO₂ был диагностирован метан. В стеклах фиксируется присутствие воды. Исследования авторов позволяют сделать предварительный вывод о том, что состав флюидной фазы в эклогитах и гранулитах различается, но, несмотря на эти различия, частичное плавление происходит в обеих литологиях. Наиболее вероятно то, что появление расплавов в этих породах связано с процессами инконгруэнтного плавления слюд.

Исследования выполнены в рамках проекта РНФ 24-17-00164.

- [1] *Chopin C.* Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of Western Alps: a first record and some consequences // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 86. P. 107–118.
[2] *Smith D.C.* Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics // *Nature*. 1984. V. 310. P. 641–644.

- [3] Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива // Доклады АН СССР. 1972. Т. 203, № 3. С. 674–676.
- [4] Летников Ф.А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // Доклады АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 433–435.
- [5] Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // Nature. 1990. V. 343. P. 742–746.
- [6] Massonne H.-J. A new occurrence of microdiamonds in quartzfeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution // Proceedings of 7th International Kimberlite conference. 1999. V. 2. P. 533–539.
- [7] Korsakov A.V. et al. Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif // European Journal of Mineralogy. 2002. V. 14. P. 915–929.
- [8] Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // Lithos. 2004. V. 78, № 3. P. 307–318.
- [9] Korsakov A.V., Theunissen K., Smirnova L.V. Intergranular diamonds derived from partial melting of crustal rocks at ultrahigh-pressure metamorphic conditions // Terra Nova. 2004. V. 16. P. 146–151.
- [10] Korsakov A.V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 241, № 1. P. 104–118.
- [11] Stepanov A.S. et al. Melting history of an ultrahigh-pressure paragneiss revealed by multiphase solid inclusions in garnet, Kokchetav Massif, Kazakhstan // Journal of Petrology. 2016. V. 57, № 8. P. 1531–1554.
- [12] Чупин В.П., Кузьмин Д.В., Мадюков И.А. Расплавные включения в минералах скаполитсодержащего гранулита (нижнекоровые ксенолиты из диатрем Памира) // Доклады РАН. 2006. Т. 407, № 6. С. 823–827.
- [13] Мадюков И.А., Чупин В.П., Кузьмин Д.В. Генезис скаполита из гранулитов (нижнекоровые ксенолиты из диатрем Памира): Результаты изучения расплавных включений // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 11. С. 1677–1694.
- [14] Лутков В.С. Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксенит-эклогит-гранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах Южного Памира, Таджикистан // Геохимия. 2003. № 3. С. 254–265.
- [15] Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976. 167 с.
- [16] Hacker B.R. et al. Near-Ultrahigh pressure processing of continental crust: miocene crustal xenoliths from the Pamir // Journal of Petrology. 2005. V. 46, № 8. P. 1661–1687.



ОЛИВИНЫ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

С.И. Костровицкий, Т.В. Калашникова

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

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Оливин (Ol) является доминирующей минеральной фазой кимберлитовых пород, составляющей в неизменных разновидностях пород более 50 %, и, следовательно, петрогенетическая модель для кимберлитов полностью зависит от вывода о его происхождении. Однако до сих пор решение этого вопроса является дискуссионным. Кристаллизовался ли оливин из кимберлитового расплава, или он полностью обязан дезинтеграции пород литосферной мантии и последующему захвату обломочного материала восходящим кимберлитовым расплавом? Выяснению этого вопроса посвящен настоящий доклад. В докладе рассмотрены составы мега-, макрокрист Ol из кимберлитов разных полей Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), а также составы оливинов из мантийных ксенолитов, отобранных из соответствующих трубок, полей. С учетом существенных различий в составах вмещающих Ol из кимберлитов их анализ проведен отдельно для полей, расположенных в пределах трех разных территорий ЯКП: южных алмазодносных кимберлитовых полей, северных полей, примыкающих к Анабарскому щиту, и Куойкского поля, самого крупного из северных полей ЯКП.

В южных полях макрокристы Ol были отобраны из неизменных серпентинизацией блоков кимберлита из трубок Удачная-Восточная, Интернациональная, Мир, а также из частично измененных серпентинизацией трубок Комсомольская-Магнитная, Новинка (Верхнемунское поле). Состав Ol из мантийных ксенолитов, отобранных из этих же трубок, был заимствован из литературных данных. Гистограмма распределения значений коэффициентов магнезиальности (Mg#) для Ol из двух источников – макрокрист и мантийных ксенолитов (рис. 1) – демонстрирует явное различие между ними. Диапазон вариации значений Mg# для макрокрист Ol составляет 83–94 %, а для Ol из мантийных ксенолитов – 90–95 %. Следует отметить, что диапазон вариации значений Mg# для Ol из деформированных лерцолитов из трубки Удачная-Восточная, составляющий 86–92 %, в значительной своей части совпадает с диапазоном для макрокрист Ol из этой же трубки и, таким образом, эта часть оливинов могла явиться источником для макрокрист, но не для макрокрист Ol из трубок Интернациональная и Мир, в которых деформированные лерцолиты и минералы низко-Sr мегакрист отсутствуют. Вывод: значительная часть Ol кристаллизовалась из расплава.

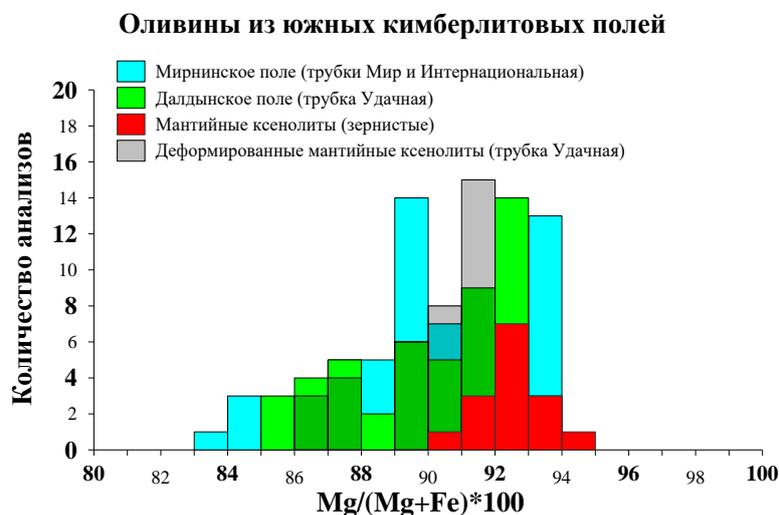


Рис. 1. Гистограмма распределения значений Mg# для оливинов из южных полей.

Одинаковые диапазоны составов ОI из макрокрист и мантийных ксенолитов из трубок Верхнемунского поля (гистограмма в тезисах не приводится) свидетельствуют, вероятнее всего, о ксеногенном происхождении первых.

Авторами изучено представительное число макрокрист ОI из двух северных полей, примыкающих к Анабарскому щиту, – Ары-Мастахского и Дюкенского. Из Ары-Мастахского изучено 804, а из Дюкенского – 367 зерен. Число изученных мантийных ксенолитов из анабарских полей составляет всего 23. Гистограмма распределения составов ОI (рис. 2) демонстрирует контрастные диапазоны вариации из двух источников – для макрокрист – 76–97 % Fo компонента, а для мантийных ксенолитов – 89–93 % Fo. Обращает на себя внимание тот факт, что все оливины (83 зерна) из когерентного кимберлита, выполняющего дайки Бэта и Рудный двор из Ары-Мастахского поля, высоко-Fe (8.3–21.3 вес. %, в среднем 12.9 вес. %). Высоко-Mg состав ОI из анабарских трубок подтверждается изучением состава пород литосферной мантии в пределах ЯКП, которое показало, что литосферная мантия под северными полями является более высоко-Mg, чем под южными полями [1].

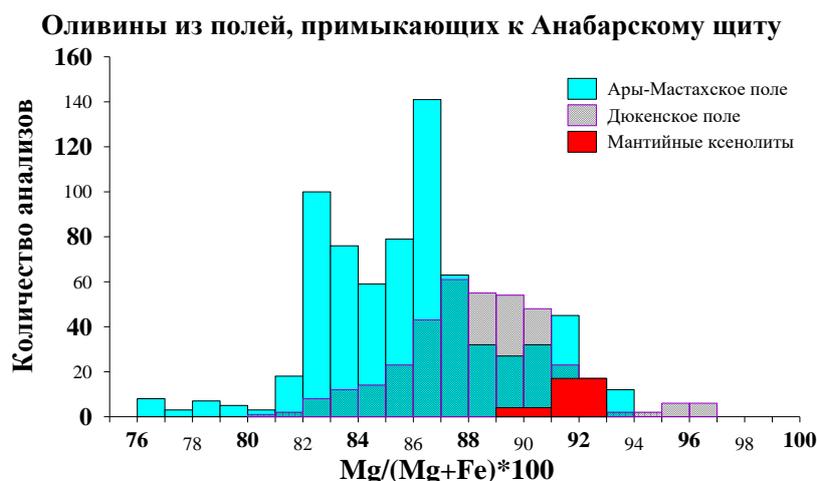


Рис. 2. Гистограмма распределения значений Mg# для оливинов из полей, примыкающих к Анабарскому щиту.

Куойкское поле, расположенное в северо-восточной части ЯКП, представлено кимберлитами как Fe-Ti типа (например, дайки Великан, Монтичеллитовая, жила 87/2), так и высоко-Mg типа (например, трубки Обнаженная, Второгодница). Все данные по составу ОI из кимберлитов разных кимберлитовых тел Куойкского поля (всего 220) получены авторами. Составы ОI из мантийных ксенолитов, отобранных из трубки Обнаженная, авторами заимствованы из литературных данных [2, 3]. Гистограмма распределения составов ОI (рис. 3) демонстрирует контрастные диапазоны вариации из двух источников – для макрокрист – 83–93 % Fo компонента, а для мантийных ксенолитов – 90–94 % Fo. При этом макрокристы ОI из трубок являются более высоко-Mg по сравнению с ОI из даек. Наиболее контрастные различия по составу ОI из этих двух источников были описаны ранее для трубки Обнаженная и дайки Великан [1].

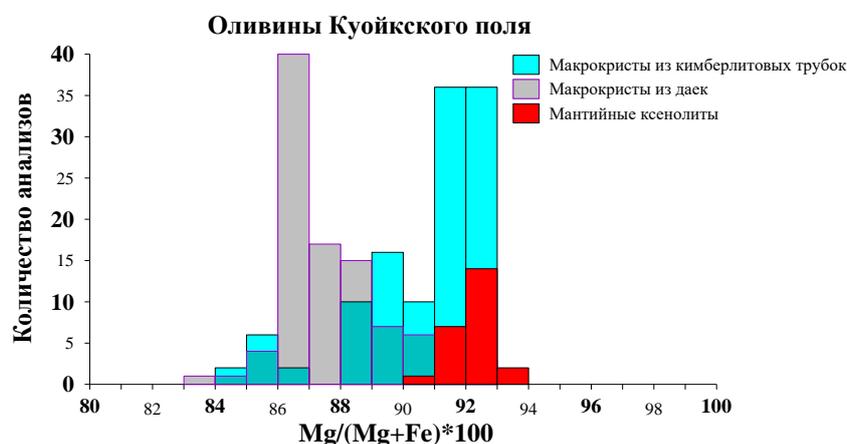


Рис. 3. Гистограмма распределения значений Mg# для оливинов из Куойкского поля.

Сравнение состава ОI из макрокрист и мантийных ксенолитов (который характеризуется в основном высоко-Mg составом) дало основание для вывода о фенокристном происхождении, по крайней мере, большинства макрокрист ОI с высоко-Fe составом. Предполагается, что высоко-Mg ОI имеет ксеногенное происхождение. Соотношение ксеногенных и фенокристных оливинов зависит прежде всего от петрохимического типа вмещающего кимберлита. Высоко-Mg кимберлиты ($\text{FeO}_{\text{total}} < 8$ вес. %) содержат в основном ксеногенный ОI. Mg-Fe ($8 < \text{FeO}_{\text{total}} < 12$ вес. %) и Fe-Ti ($\text{FeO}_{\text{total}} > 12$ вес. %) типы кимберлитов содержат и ксеногенный, и фенокристный оливин. Показано, что составы ОI из северных полей ЯКП отличаются более высоким содержанием FeO по сравнению с ОI из южных полей, а следовательно, и бóльшим содержанием фенокристного ОI. В пределах северных полей обнаружены дайки, содержащие до 100 % фенокристного ОI. Как правило, пирокластические и вулканокластические разновидности кимберлитов содержат преимущественным образом ксеногенный ОI, а в когерентном кимберлите обнаруживаются и ксеногенный, и фенокристный ОI.

Предполагается, что более высоко-Fe состав макрокрист ОI из северных полей (как и кимберлитов) обусловлен менее мощной здесь литосферной мантией (по сравнению с южными полями), а следовательно, и относительной близостью астеносферного расплава, который характеризуется высоко-Fe составом и который явился первоисточником кимберлитового расплава.

- [1] *Kostrovitsky S.I., Dymshits A.M., Yakovlev D.A., Sun J., Kalashnikova T.V., Ashchepkov I.V., Belozeroва O.* Primary composition of kimberlite melt // *Minerals*. 2023. V.13. 1404.
- [2] *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брандт С.Б.* Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.
- [3] *Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д.* Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 288 с.



С- и Sr-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (низовья р. Бол. Пит)

Б.Б. Кочнев^{1,2}, Б.Г. Покровский², А.Б. Кузнецов³, В.В. Марусин¹, С.В. Рудько²

¹ Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
kochnevb@ipgg.sbras.ru

² Москва, Геологический институт РАН

³ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Возраст и условия формирования стратифицированных толщ рифея, развитых в западной части Енисейского кряжа, имеют ключевое значение для решения как проблемы положения западной (в современных координатах) границы Сибирского кратона, так и ряда прикладных задач. Несмотря на широкое распространение гранитоидного магматизма, соотношение с ними осадочных толщ зачастую не ясно в силу интенсивных деформаций, а проявления синхронного с осадконакоплением вулканизма имеют, как правило, основной состав, что в сочетании с их частой метаморфизованностью ограничивает возможности прямого датирования. Проведенное изотопно-геохимическое изучение карбонатных толщ рифея в среднем и нижнем течении р. Бол. Пит, пересекающей Енисейский кряж с востока на запад, позволяет в сочетании с ранее полученными данными предложить вариант сопоставления этих разрезов с типовыми для восточной части данного региона.

Изученные разрезы относятся к Центрально-Ангарскому террейну согласно [1] или к Глушихинской и Каитъбинской фациальным зонам по [5, 6] и представлены тунгуссикской и ширококинской сериями. В низовьях р. Бол. Пит выделяется также орловская серия, соотношение которой с этими подразделениями дискуссионно [4]. Известняки, относимые к ширококинской серии, ранее были датированы Pb-Pb методом 1020 ± 70 млн лет [3], тогда как из вулканических пород, залегающих в поле распространения орловской серии, получен U-Pb возраст 717 ± 15 млн лет [4]; другие прямые данные о возрасте отложений отсутствуют.

В Каитъбинской фациальной зоне карбонатные породы изучались в нижней (потоскуйская и шунтарская свиты) и средней (бореминская и рыбинская свиты) части тунгуссикской серии, а также в токминской свите ширококинской серии. Строматолитовые известняки потоскуйской свиты и битуминозные микритовые известняки шунтарской свиты содержат малое (1–9 %) количество терригенной примеси и близки по низким (80–200 г/т) содержаниям Sr. Шунтарские известняки обогащены (до 9360 г/т) Fe – возможно, за счет примеси пирита, который местами образует видимые включения в соседних прослоях черных сланцев. Содержания Sr составляют 152–431 г/т. Определенные ранее минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляют 0.70741 для потоскуйской и 0.70680 для шунтарской свиты [2]. Значения $\delta^{13}\text{C}$ лежат в диапазоне 1.1...2.5 ‰ V-PDB, тогда как значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют от 14.8 до 15.8 ‰ (здесь и далее значения относительно стандарта V-SMOW).

Карбонатные отложения бореминской свиты представлены в различной степени доломитизированными известняками: в нижней части свиты массивными, строматолитовыми и биоламинитовыми, в верхней – тонкослоистыми глинистыми. В нижней части свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют от 3.1 до 5.6 ‰, а в верхней снижаются до 0.3...1.8 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируются от 22.1 ‰ в основании свиты до 16.6 ‰ в верхней, наиболее глинистой, части. Известняки характеризуются, в частности, достаточно высокими (580–1260 г/т) содержаниями Sr и минимальными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7061 [2].

Рыбинская свита сложена в нижней части глинистыми массивными доломитами, в верхней – практически чистыми плитчатыми, иногда биоламинитовыми доломитистыми известняками. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в нижней части свиты составляют от 0.2 до 1.4 ‰, возрастая в верхней части до 1.7...2.8 ‰; значения $\delta^{18}\text{O}$ лежат в интервале 15.1...20.0 ‰. Породы свиты имеют низкие (40–390 г/т) концентрации Sr, а единственное определение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0.70661 [2].

Изученные отложения токминской свиты представлены в различной степени глинистыми (до мергелей) тонко-, в т.ч. градационно-слоистыми известняками, переслаивающимися с глинистыми алевролитами и песчаниками. В двух изученных фрагментах разреза свиты диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ составляет от -0.3 до $+4.4$ ‰, однако преобладают значения от 2.5 до 3.4 ‰; значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют 14.0 ... 17.8 ‰. Несмотря на довольно высокие (720 – 1130 г/г) концентрации Sr, образцы из токминской свиты имеют высокие отношения Fe/Sr и Mn/Sr. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляют 0.70622 и 0.70646 [2].

Отложения, относимые к орловской серии (конкинская и иончихинская свиты), изучены в двух тектонических блоках, расположенных к западу и к востоку от Глушихинского гранитного массива в нижнем течении р. Бол. Пит. Карбонатные породы иончихинской свиты представлены массивными строматолитовыми, биоламинитовыми и плитчатыми известняками, местами переслаивающимися как с грубо-, так и с тонкообломочными породами, а в восточном блоке – с эффузивами основного состава, измененными в условиях зеленосланцевой фации. Концентрации Sr составляют от 110 до 1320 г/г, а содержания Fe в отдельных образцах достигают 70000 – 90000 г/г. Значения $\delta^{13}\text{C}$ характеризуются широким разбросом – от -2.3 ‰ в глинистых известняках западного блока до $+4.8$ ‰ в восточном блоке. Значения $\delta^{18}\text{O}$ также имеют очень широкий диапазон, составляя от 11.2 до 20.7 ‰, причем в западном блоке они не поднимаются выше 15.7 ‰. Минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в восточном блоке составляют 0.70586 – 0.70597 [2], тогда как в западном блоке они лежат в диапазоне 0.70967 ... 0.71471 .

Полученные геохимические и изотопные данные по карбонатным отложениям рифея в изученных разрезах свидетельствуют о существенных постседиментационных преобразованиях значительной части пород. В первую очередь на это указывают резко пониженные относительно нормальных (≥ 20 ‰) для морских карбонатов значения $\delta^{18}\text{O}$. Поскольку в разрезах нет признаков того, что карбонаты формировались в пресноводных водоемах с аномально легким изотопным составом кислорода, основной причиной этого является, скорее всего, изотопный обмен между карбонатными и силикатными породами, обусловленный региональным метаморфизмом, интенсивность которого в целом возрастает в западном направлении [7]. На это указывает слабая корреляция между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, приуроченность пониженных значений $\delta^{18}\text{O}$ к более глинистым карбонатам и преобладание наиболее низких значений $\delta^{18}\text{O}$ и высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в западных, более метаморфизованных, разрезах. Несмотря на это, в отдельных частях разрезов присутствуют карбонатные породы, которые сохранили близкие к первичным изотопные характеристики. В частности, изотопный состав углерода, судя по относительно небольшому разбросу и по преобладанию положительных значений $\delta^{13}\text{C}$, мало подвергался воздействию флюидов и может быть использован для целей хемотратиграфии.

Сопоставление изотопно-геохимических характеристик рифейских карбонатных отложений западной части Енисейского кряжа с типовыми разрезами на его востоке в целом показывает значительное сходство: в них преобладают слабо- и умеренно-положительные (от 0 до 5 – 6 ‰) значения $\delta^{13}\text{C}$ при отсутствии выраженных негативных экскурсов. Минимальные, т.е. наименее измененные, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ лежат в диапазоне 0.7050 ... 0.7060 , что характерно для карбонатных пород не моложе 750 – 800 млн лет и согласуется с ранее полученными датировками [3] и в совокупности позволяет датировать все рифейские толщи в Глушихинской и Каитьбинской зонах, включая вулканиты основного состава, не моложе 900 – 1000 млн лет. Что касается кислых вулканитов в поле распространения орловской серии, из которых получена датировка 717 ± 15 млн лет [4], то детальное изучение обнажений в нижнем течении р. Бол. Пит показало, что маломощные тела кварцевых фельзит-порфиров, из которых получена эта датировка, наряду с субпараллельными, имеют также и секущие контакты с вмещающими породами орловской серии и, следовательно, могут быть существенно моложе них.

Исследования проведены при поддержке проекта РНФ 22-77-10096, <https://rscf.ru/project/22-77-10096/>.

[1] Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 63–90.

[2] Кочнев Б.Б., Михеева Е.А., Марусин В.В., Летникова Е.Ф. Этапы позднедокембрийского вулканизма в центральных районах Енисейского кряжа по данным Sr-изотопной хемотратиграфии // Тектоника и

- геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы–2022. Материалы ЛШ Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2022. Т. 1. С. 236–239.
- [3] Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В. Верхний рифей Енисейского кряжа: Стратиграфия и Rb-Rb возраст известняков тунгуссикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27, № 5. С. 46–62.
- [4] Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Позднепротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 1. С. 58–71.
- [5] Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазонасыщенных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 8. С. 1173–1198.
- [6] Шенфиль В.Ю., Морякин В.Б. Корреляция верхнерифейских отложений вкост структуры Енисейского кряжа в бассейне реки Большой Пит // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление: Сборник научных трудов / Ред. В.В. Хоментовский. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1991. С. 45–64.
- [7] Likhanov I.I. Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): geochemical and geochronological evidence // Geoscience. 2022. V. 12. 402.



СОПОСТАВЛЕНИЕ НАБОРОВ U-Pb ВОЗРАСТОВ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ АШИНСКОЙ И СЫЛВИЦКОЙ СЕРИЙ ЮЖНОГО И СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТОВ ЗАПАДНОУРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Н.Б. Кузнецов

Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru

В Западной мегазоне палеозоид Урала (Западноуральская мегазона) широко развиты верхневендские [1, 2, 6, 11] глинистые и обломочные породы ашинской и сылвицкой серий. На севере южного сегмента Западноуральской мегазоны ашинская серия прослежена вдоль западного склона Башкирского поднятия (БП) от юга БП (широтная часть долины р. Белой) до севера Каратауского выступа БП (истоки рек Аша и Миньяр). В северном сегменте мегазоны поле развития сылвицкой серии прослежено вдоль западного крыла Улсовско-Висимского антиклинория (УВА) от северных предместий Первоуральска на юге до бассейна р. Вишера на севере.

Ашинская серия расчленена на бакеевскую (топаровскую), урюкскую, басинскую, кукка-раукскую, зиганскую и маллоямантаускую свиты [1, 14]. Сылвицкая серия сходна с ашинской серией по литологическому облику и стратиграфической позиции. В породах обеих серий широко развиты остатки биоты эдиакарского типа и эдиакарские ихнофоссилии [1–3, 14]. В некоторых работах (например [4]) и на ГКК-200/1 сылвицкая серия была показана как ашинская.

В разрезах верхнего докембрия БП и УВА существенную роль играют песчаники. В настоящее время песчаники из разных уровней верхнего докембрия БП уже охарактеризованы U-Pb-изотопным датированием зерен детритового циркона (dZr) [9, 10]. Но в разрезах верхнего докембрия УВА такие исследования выполнены лишь для песчаников нижневендской танинской и верхневендской керносской свит низов и верхов серебрянской серии [10], для сылвицкой серии таких данных не было.

Песчаники из разрезов, надежно относимых к рифею БП [9], и танинской свиты нижнего венда УВА [10] содержат только dZr с возрастом древнее 1.8 млрд лет. Это означает, что в рифее и начале раннего венда кластика в осадочные бассейны, реликты которых представлены в современной структуре южного и северного сегмента Западноуральской мегазоны, поступала со стороны Восточно-Европейской платформы (ВЕП), преимущественно из «волго-уральских источников». В противоположность этому песчаники ашинской серии БП [10] в значительных количествах (до 75 %) содержат средне- и раннерифейские (мезопротерозойские) dZr, которые не могли произойти из прилегающих к Уралу частей ВЕП. Судя по пилотным данным (всего 25 датировок с приемлемой дискордантностью из 96 датировок, приведенных в [10]), среди источников песчаников керносской свиты серебрянской серии существенную роль также играли «не волго-уральские источники».

Мы представляем первые результаты датирования зерен dZr из обломочных пород сылвицкой серии. Ранее из той же пробы (K10-161-2) были датированы лишь туфогенные кристаллы циркона [6]. Большинство изученных dZr имеют окатанность от средней до полной, единичные зерна представляют собой слабоокатанные кристаллы (при оценке степени окатанности зерен dZr мы следуем принципам классификации, предложенным в работе [12]). Практически все зерна содержат многочисленные включения разной природы, каналы течения вещества и трещины, различные по цвету, размеру, форме и другим деталям. Часто можно наблюдать включения игольчатой формы, которые, наиболее вероятно, представляют собой микрокристаллы апатита. Изредка в зернах видны ядра.

В пробе K10-161-2 U-Pb изотопная система изучена в 119 зернах dZr. Хотя для LA-проботбора специально были намечены области кристаллов, свободные от видимых нарушений, почти для всех анализов характерна очень высокая вариабельность аналитического сигнала. Это свидетельствует о сильной вещественной неоднородности изученных частей зерен dZr и/или о наличии в них невидимых включений, нарушений и т.п. Для более половины анализов по записи

в одном зерне получено по две, а иногда даже по три датировки. Всего получено 209 кондиционных датировок. Минимальный и максимальный возраст – 544 ± 6 и 3092 ± 25 млн лет (ошибки $\pm 1\sigma$). Большое количество датировок (87) попали в гренвильско-свеконорвежский (~«мезопротерозойский») возрастной интервал (935 ± 11 – 1757 ± 11 млн лет). Пять минимальных датировок не формируют группу (т.е. не перекрываются в пределах $\pm 1\sigma$), но их формальное средневзвешенное значение – 555 ± 12 млн лет. Это в пределах погрешности соответствует конкордантной оценке возраста 563.5 ± 3.5 , полученной ранее [6] при датировании пяти самых молодых кристаллов циркона из туфогенной составляющей этой же пробы.

Сравнение методом Колмогорова-Смирнова (KS-test) возрастных наборов dZr из песчаников ашинской серии (проба 09-041 из песчаного матрикса конгломератов куккараукской свиты и проба 09-027 из песчаников басинской свиты) [9] и dZr (за исключением туфогенных кристаллов) из песчаников сылвицкой серии (проба K10-161-2) показало, что сравниваемые наборы схожи, т.е. с 95%-ной вероятностью возрастные характеристики питающих их провинций совпадают.

Специально заметим, что мезопротерозойская часть возрастного набора dZr, зафиксированного в породах верхнего венда Ашинско-Сылвицкого осадочного бассейна, аналогична мезопротерозойским частям возрастных наборов dZr из каменноугольно-нижнепермского флиша среднеуральского сегмента Предуральского прогиба (неопубликованные данные А.В. Тевелева и Е.А. Володиной, МГУ), верхнепермских (наши неопубликованные данные) и нижнетриасовых [12] красноцветных моласс Южного Приуралья, песчаников из верхнепермских и нижнетриасовых красноцветных толщ центральных районов ВЕП [5, 13], песчаников из палеоценовой части новороссийско-анапского флиша [7], а также неоген-четвертичных песков Предкавказья и низов Волги [9].

Это все указывает на то, что в поздней перми породы ашинской, сылвицкой и верхов серебрянской серии были выведены на уровень эрозионного среза и стали источником мезопротерозойских dZr, рециклированных в верхнепалеозойские песчаники Приуралья и центральных районов ВЕП. В последующем мезопротерозойские dZr были переотложены в кайнозойских песчаниках и песках ВЕП и сопредельных с нею с юга структур Скифской плиты и Кавказского орогена.

Широкое развитие мезопротерозойских dZr в породах чехла ВЕП, Скифской плиты и Кавказского региона косвенно указывает на то, что некогда ашинская, сылвицкая и верхи серебрянской серии, а также их возрастные и вещественные аналоги, сформированные в Ашинско-Сылвицком осадочном бассейне, реликты которого участвуют в строении Западноуральской мегазоны, имели существенно более широкое пространственное распространение по сравнению с совокупной площадью современных полей развития ашинской, сылвицкой и верхов серебрянской серии.

Исследования проведены при поддержке РФФИ, грант № 24-77-10030.

- [1] Беккер Ю.Р. Ихнофоссилии – новый палеонтологический объект в стратотипе позднего докембрия Урала // Литосфера. 2013. № 1. С. 52–80.
- [2] Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
- [3] Десяткин В.Д., Колесников А.В., Римский А.А. и др. Палеопасцхины из чернокаменной свиты верхнего венда Среднего Урала (Пермский край) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499, № 2. С. 52–57.
- [4] Ключина М.Л., Пинегин Е.Ф. Ашинская свита Среднего Урала // Доклады АН СССР. 1961. Т. 139, № 6. С. 1432–1434.
- [5] Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др. Природа Пучеж-Катунской 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., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т. и др. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сылвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // Доклады РАН. 2017. Т. 473, № 3. С. 86–90.
- [7] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Мел-эоценовый флиш Сочинского синклиория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 1. С. 56–81.
- [8] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др. К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба – возможные следствия для региональной нефтегазовой геологии // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024. № 1. С. 4–15.

- [9] 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.
- [10] Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М. и др. 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.
- [11] Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В. и др. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U-Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 495, № 2. С. 3–8.
- [12] Романюк Т.В., Котлер П.Д. Методика оценки интегрального показателя окатанности зерен обломочного циркона: пример осадочных толщ киммерид Горного Крыма // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 3. С. 340–357.
- [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.
- [14] Razumovskiy A.A., Ivantsov A.Y., Novikov I.A., Korochantsev A.V. Kuckaraukia multituberculata: A new Vendian fossil from the Basa Formation of the Asha Group in the South Urals // Paleontological Journal. 2015. V. 49. P. 449–456.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КИСЕЛИХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ (СЕВЕРО-ЗАПАД ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

А.Б. Кузьмичев¹, М.К. Данукалова¹, Е.Ф. Бабицкий¹,
Н.В. Брянский², В.Б. Хубанов³, А.С. Дубенский¹

¹ Москва, Геологический институт РАН, nsi.kuzmich@yandex.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН

³ Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

Енисейский кряж представляет собой наиболее крупный выход докембрийских пород на западной окраине Сибирской платформы. В слагающих его породах зафиксирована позднедокембрийская история Енисейской окраины Сибирского палеоконтинента. В СЗ части кряжа расположен Исаковский домен, восточная половина которого включает породы офиолитовой ассоциации с MORB характеристиками [1]. Киселихинским террейном назван континентальный блок, слагающий западную половину Исаковского домена [2]. Большая часть террейна перекрыта осадками Западно-Сибирского бассейна, и лишь его краевая часть доступна для прямых наблюдений. В северной половине Киселихинского террейна закартированы тела серпентинитов, надвинутых на него с востока и указывающие на чешуйчато-надвиговую структуру этой его части. Серпентиниты Киселихинского террейна не ассоциируют с коровыми океаническими породами и не участвуют в строении офиолитовой ассоциации.

В литературе доминирует мнение о том, что блок, который мы именуем Киселихинским террейном, сложен преимущественно островодужными вулканогенно-осадочными породами и вулканитами, и что он представлял собой в неопротерозое океаническую островную дугу [3–5]. Такая интерпретация основана на неполных и отчасти недостоверных сведениях о геологии террейна. В результате проведенных исследований установлено, что в его строении участвует не менее пяти разновозрастных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических толщ. На основании данных об их составе, возрасте и геодинамической обстановке формирования предложен новый сценарий тектонической эволюции Киселихинского террейна.

В первой половине неопротерозоя (1000–800 млн лет) блок, ставший впоследствии Киселихинским террейном, входил в состав основной («кратонной») части Енисейского кряжа, испытывавшей метаморфизм и анатексис в раннем неопротерозое (990–800 млн лет). Столь длительный этап гранитного магматизма интерпретирован как указание на обстановку активной окраины Сибирского палеоконтинента. Будущий Киселихинский террейн входил в состав ее фронтальной (приокеанической) зоны. Обособление террейна началось в середине неопротерозоя в процессе континентального рифтинга в тылу активной окраины. Накопление терригенных пород киселихинской свиты, покрывающей большую часть площади террейна, предположительно происходило в синрифтовой обстановке, расчленившей восточный борт Киселихинского террейна на серию ступенчатых блоков, в которых были вскрыты граниты раннего неопротерозоя и вмещающие их породы. Мы не исключаем, что растяжение привело к эксгумации литосферной мантии. Рифтогенез сопровождался внутриплитным высокотитанистым базальтовым магматизмом. Подводные излияния пиллоу-базальтов устькутукасской свиты, вероятно, характеризуют пострифтовый этап растяжения, во время которого начался спрединг в Исаковском океаническом бассейне, ракрывавшемся восточнее. В стратотипе свиты, по данным [5], эти базальты несогласно залегают на синрифтовых осадочных породах и, соответственно, не являются элементом океанической коры.

Во второй половине неопротерозоя субдукция под фронтальную часть активной континентальной окраины, превратившейся в Киселихинский микроконтинент, не прекратилась. В интервале 790–700 млн лет продолжалось выплавление надсубдукционных гранитоидов, продукты эрозии которых присутствуют в составе обломочного материала устьпорожнинской толщи. Фрагмент этого магматического пояса сохранился и в обнаженной ныне части террейна, где

представлен калиевыми гранитами, трондьемитами и сиенитами Порожнинского комплекса (740–730 млн лет [6]). Магматизм в активной окраине продолжался и позднее, в интервале 700–620 млн лет, о чем можно судить по возрасту детритового циркона из вулканомиктовых песчаников р. Солоха [2]. В кратонной части кряжа, утратившей связь с зоной субдукции, магматизм второй половины неопротерозоя имел иную специфику. В это время здесь внедрялись анорогенные граниты Глушихинского комплекса (760–720 млн лет) [7, 8], щелочные интрузии гурахтинского комплекса (710–680 млн лет) [7] и происходили эпизодические извержения внутриплитных базальтов или бимодальных вулканитов и (720–690 млн лет).

Эволюция Киселихинского микроконтинента завершилась в начале венда, когда Исаковский океанический бассейн был раздавлен между микроконтинентом и Сибирью. Пластины утоненной континентальной литосферы, которой была сложена восточная окраина Киселихинского микроконтинента, предположительно с участками эксгумированной мантии, были надвинуты одна на другую и в направлении с востока на запад. В постколлизийной обстановке началось накопление обломочных толщ вороговской серии и внедрение посторогенных недеформированных и неметаморфизованных гранитов и габбро Осиновского массива (590 млн лет, наши неопубликованные данные). Некоторые моменты предложенного сценария носят предварительный характер и нуждаются в дополнительном обосновании. На это были ориентированы полевые работы 2024 г., результаты которых будут также представлены в докладе.

Работа выполнена при поддержке РФФ, грант № 23-27-00204.

- [1] Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (Енисейский кряж): U-Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 12. С. 1175–1188.
- [2] Кузьмичев А.Б., Стороженко А.А., Данукалова М.К., Хубанов В.Б., Дубенский А.С. Результаты датирования детритовых цирконов из докембрийских пород северо-западной части Енисейского кряжа: первые сведения о континентальном Киселихинском террейне // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31, № 6. С. 3–19.
- [3] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Доклады РАН. 2001. Т. 381, № 6. С. 806–810.
- [4] Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадыльников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 63–90. doi:10.15372/GiG20160104.
- [5] Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Пиманов А.В., Дмитриева Е.В., Дмитриев Г.А., Миллер В.Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXV (р. Вороговка): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2019. 188 с.
- [6] Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Бабицкий Е.Ф., Сомсикова А.В., Хубанов В.Б., Брянский Н.В., Дубенский А.С. Поиски террейна, столкнувшегося с Енисейской окраиной Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя. 1. Состав, возраст и геодинамическая позиция «островодужного» Порожнинского гранитного комплекса на СЗ окраине Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (18–21 октября 2022 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 158–160.
- [7] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадыльников П.И., Вингейт М.Т.Д., Богданов Е.А., Травин А.В. А-граниты криогения Енисейского кряжа – индикаторы тектонической перестройки в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 6. С. 783–807.
- [8] Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. The Reference Garevka Granite (Yenisei Ridge, Western Margin of the Siberian Craton): The Final Attempt to Verify Paleoproterozoic Pb/U Isotopic Age by M.I. Volobuev // Geodynamics & Tectonophysics. 2024. V. 15, № 2. 0746.



ПОПЕРЕЧНАЯ ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Ланцева

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, valery_fox@list.ru

Как известно в настоящее время, близость составов вулканических образований к типично островодужным еще не является достаточным доводом в пользу их именно «островодужности». Так, в типично рифтогенных мезозойских структурах Забайкалья [2, 10] вулканы основного состава нередко также имеют составы, весьма сходные с островодужными, но ими не являются. В соответствии с этим становится понятной важнейшая роль при расшифровке генезиса той или иной структуры наличия или отсутствия в ней вещественной зональности магматизма, всегда проявляющаяся в субдукционных структурах.

Для генетического обоснования выявленной вещественной зональности нижнекембрийского вулканизма Удино-Витимской структуры большой интерес представляет ее сравнение с Курило-Камчатской островной дугой.

Современная структура Удино-Витимской зоны каледонид и сформированной на ее месте Удино-Витимской островодужной системы (УВОС) охватывает обширную территорию Западного Забайкалья и протягивается от низовьев р. Селенги на северо-востоке до среднего течения р. Витим. Сохранившиеся от эрозии фрагменты УВОС объединены в отдельные вулканотектонические структуры (ВТС): Еравнинскую, Олдындинскую, Кыджимитскую и др. [3].

Состав и строение ВТС детально рассмотрены и описаны в работах последних нескольких лет [3–6, 8 и др.].

В пределах Курило-Камчатской островной дугой поперечная зональность (вкост дуги) обоснована и детально охарактеризована по различным критериям, таким как степень дифференцированности вулканов, химический и минеральный состав слагающих их лав и состав выносимых ими включений и др. [1]. По этим критериям был составлен профиль поперечной зональности УВОС с юго-востока на северо-запад (рисунок) от Еравнинской через Олдындинскую к Кыджимитской ВТС.

Зональность по степени дифференцированности вулканов. Состав нижнекембрийских вулканических УВОС широко варьируется от базальтов (47–51 % SiO₂) до риолитов (70–75 % SiO₂). Андезиты являются наиболее распространенными породами – 30–35 %, дациты и риолиты составляют по 20–25 %, базальты и андезибазальты – 10–15 %. Наибольшим распространением пользуются сильно дифференцированные базальт(андезибазальт)-андезит-дацит-риолитовые ассоциации пород.

Лавы фронтальной зоны юго-восточной части УВОС (Еравнинская ВТС) в целом более дифференцированы, чем тыловой, что выражается в большей частоте встречаемости каждого типа пород по кремнеземистости. В тыловой зоне северо-западной части (Кыджимитская ВТС) дуги преобладают слабо (базальт-андезибазальтовой) и умеренно дифференцированные (базальт-андезибазальт-андезитовой) ассоциации пород. Сильно дифференцированная базальт-андезибазальт-андезит-дацитовая ассоциация пород в тыловой зоне дуги встречается крайне редко.

Минералогическая зональность. Основные различия в минеральных ассоциациях и в составе минералов лав проявляются в следующем: в базальтах фронтальной зоны отмечается пироксен-плагиоклазовый парагенезис минералов вкрапленников, а в базальтах тыловой зоны – пироксен-амфибол-плагиоклазовый; для андезитов и дациандезитов фронтальной зоны характерен пироксен-плагиоклазовый парагенезис, а для аналогичных лав тыловой зоны – плагиоклаз-амфибол-биотитовый; плагиоклазы лав фронтальной зоны с более высокими концентрациями Fe, чем плагиоклазы лав тыловой зоны, в которых содержание ортоклазовой молекулы выше.

Геохимическая зональность. По общему содержанию щелочей среди вулканических пород УВОС выделяются лавы нормального и субщелочного ряда. Первые распространены как во

фронтальной, так и в промежуточной зоне дуги, а вторые отмечены только в тыловой зоне. По содержанию K_2O в УВОС установлено: во фронтальной зоне дуги распространены лавы низкокалиевой (преобладают) и умеренно-калиевой серий, в промежуточной зоне – умеренно- и высококалиевой серий, а в тыловой зоне – высоко- и весьма высококалиевой серий, что доказывает наличие в регионе по данным параметрам поперечной зональности.

По соотношению содержаний $SiO_2 - FeO^*/MgO$ в вулканитах олдындинской свиты выделяются толеитовые (обогащенные железом) и известково-щелочные (обедненные железом) серии. В целом, толеитовые серии характерны для фронтальной, а известково-щелочные – для тыловой зоны дуги.

Лавы фронтальной зоны независимо от их кремнекислотности характеризуются субгоризонтальными и слегка наклонными трендами нормированного по хондриту распределения РЗЭ. Кривые распределения РЗЭ лав тыловой зоны характеризуются заметным наклоном слева направо. От базальтов к андезитах наблюдается постепенное увеличение концентраций легких РЗЭ (от La до Sm), тогда как в остальной области спектра (от Gd до Yb) тренды субпараллельны и почти совпадают.

Поперечная зональность раннекембрийской островной вулканической дуги хорошо сопоставляется с подобной геохимической зональностью современной Курило-Камчатской островной дуги и связана с глубиной погружения и плавления субдуцируемой океанической плиты [9].

Предполагаемое положение зоны субдукции УВОС в районе Еравнинской впадины косвенно подтверждается крупной гравитационной ступенью северо-восточного простирания, наклоненной под Сибирский континент [7].

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда, грант № 22-27-20141.

- [1] Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
- [2] Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: Гео, 2008. 250 с.
- [3] Гордиенко И.В., Булгаков А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 589–614.
- [4] Ланцева В.С. Вулканизм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2014. 19 с.
- [5] Минина О.Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 36 с.
- [6] Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. Т. 50, № 3. С. 63–84.
- [7] Нефедьев М.А. Объемная модель и оценка перспектив Озернинского рудного узла по геофизическим данным (Западное Забайкалье). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2009. 184 с.
- [8] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [9] Чащин А.А., Мартынов Ю.А. Петрология пород вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток: Дальнаука, 2011. 270 с.
- [10] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое – кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6, № 2. С. 115–138.



ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ЦИРКОНА ИЗ МЕТАТУФОПЕСЧАНИКОВ ШИДЖАТМАЗСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА: ВКЛАД В РЕГИОНАЛЬНУЮ СТРАТИГРАФИЮ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

И.В. Латышева¹, Н.Б. Кузнецов¹, А.А. Разумовский¹, А.В. Шацлло²,
Т.В. Романюк², И.В. Федюкин¹, К.И. Данцова³, А.С. Новикова¹

¹ Москва, Геологический институт РАН

² Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

³ Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

В начале 2024 г. была предпринята попытка на основе опубликованных ранее данных охарактеризовать потенциальные источники детритового циркона (dZr), аккумулярованного в обломочных породах кайнозойских толщ Предкавказья [3].

К настоящему времени уже накоплен большой объем геохронологических данных, характеризующих: (1) возраст кристаллических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и ее периферии (включая Скифскую плиту), а также наборы возрастов зерен dZr из обломочных пород, участвующих в строении чехольных комплексов этих структур; (2) возраст магматических, метаморфических и осадочных комплексов, принимающих участие в строении современных горных сооружений Большого Кавказа и Крыма. Сравнение этих данных позволило выявить главные различия в провенанс-сигналах из седиментационных потоков, порождаемых питающими провинциями, расположенными к северу и к югу от Предкавказья, и таким образом отличать «северный» (Скифско-Восточно-Европейский) и «южный» (Крымско-Кавказский) провенанс-сигналы.

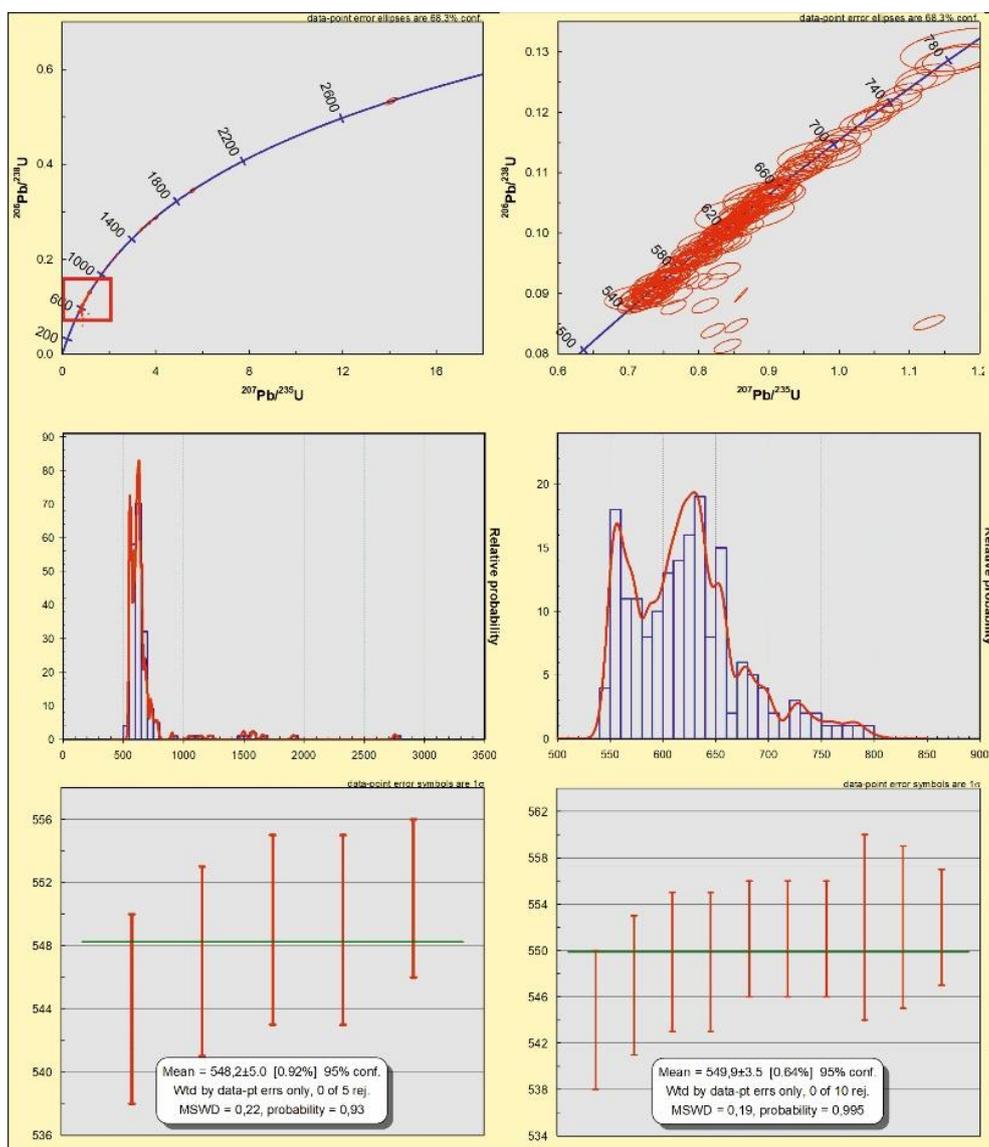
В верхнемезозойских и кайнозойских толщах Предкавказья практически невозможно с высокой степенью уверенности разделить вклад «северного» и «южного» седиментационных потоков по домезозойской части возрастных наборов зерен dZr . Причина этого заключается в том, что разновозрастные популяции домезозойских зерен dZr в «северном» и «южном» седиментационных потоках имеют лишь небольшие отличия.

В противоположность этому мезозойско-кайнозойские части «северного» и «южного» провенанс-сигналов кардинально различны. Эти различия обусловлены тем, что источники циркона с юрским и поздннеоген-четвертичным возрастом неизвестны ни на Скифской плите, ни на ВЕП, ни в структурах ее обрамления. Наличие магматитов с таким возрастом – это «специфическая» геохронологическая метка Кавказа и Горного Крыма, отличающая «южный» и «северный» провенанс-сигналы.

Нами изучены зерна dZr из метатуфогенных пород одной из толщ, относимых к верхнему рифею и распространенных в Бечасынской зоне северного склона Большого Кавказа, которая представляет собой вовлеченную в новейший орогенез южную часть эпигерцинской Скифской плиты. В Бечасынской зоне мезозойские толщи, слагающие чехол Скифской плиты, полого моноклиналино (с падением к северу) стратиграфически налегают на покровно-складчатую структуру ее фундамента. В строении этого фундамента участвуют метаморфизованные породы хасаутской серии, разные уровни разреза которой отнесены к разным уровням верхнего докембрия. Несогласно перекрывающая их урлешская свита сложена преимущественно кварцевыми песчаниками, тектонически ограниченными блоками силурийских, девонских и раннекаменноугольных пород [4]. При составлении ГГК-200 первого поколения большая часть фундамента в этом районе показана как нерасчлененный комплекс нижнего палеозоя, урлешская свита условно отнесена к нижнему силуру, а подстилающие урлешскую свиту толщи выделены как позднпротерозойская хасаутская серия [5]. Возраст всей хасаутской серии принят как средневерхнерифейский на основании Sm-Nd изохронной датировки (930 ± 130 млн лет), полученной по участвующим в ее сложении вулканитам [4, 6]. В самых верхах сводного разреза хасаутской серии выделяют шиджатмазскую свиту (от 1100 до 500 м), сложенную туфопесчаниками, серицит-хлоритовыми сланцами с пачками метатуффитов. Средняя часть разреза свиты сложена метапесчаниками, представляющими собой псаммитовые метатуфы – псаммитовые зеленые массивные, реже

слабо рассланцованные породы с тонкими от 0.8 до 5–10 см линзами туфоалевролитов. Из массивных метатуфопесчаников средней части разреза шиджатмазской свиты в точке с коорд. 43°42'18.78"с.ш., 42°40'40.44" в.д. нами отобрана проба DN223A. Из нее выделены многочисленные зерна dZr . U-Th-Pb изотопное датирование 120 зерен dZr из пробы DN223A выполнено в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. Методика пробоподготовки, аналитические процедуры, параметры работы аппаратуры и приемы обработки «сырых данных» изложены в работе [1].

В 57 случаях аналитический сигнал позволил получить два значения возраста – для каймы и ядра, а в 11 случаях – три значения возраста, так что всего получено 202 датировки (рисунок, верхний ряд). Из них 189 кондиционных датировок использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ). Все полученные датировки зерен dZr позднепротерозойские, попадающие в «кадомский» [2] возрастной интервал. На КПВ проявлены пики 558, 631, 654, 680 и 730 млн лет (рисунок, средний ряд). Минимальный возраст 544 ± 6 млн лет ($D1=0.2\%$, $D2=0.7\%$). Взвешенное среднее значение по пяти самым молодым значениям возраста – 548 ± 5 млн лет ($MSWD=0.2$), а по десяти молодым датировкам – 550 ± 4 млн лет ($MSWD=0.2$) (рисунок, нижний ряд).



Результаты изотопного датирования зерен циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской свиты (Малкинско-Хасаутский район Бечасынской зоны северного склона Большого Кавказа). Верхний ряд – диаграммы с конкордией (слева для всего возрастного диапазона; справа – для интервала 500–800 млн лет); средний ряд – гистограммы и КПВ, иллюстрирующие характер распределения датировок циркона (слева – для интервала от 0 до 3500 млн лет, справа – для интервала от 500 до 900 млн лет); нижний ряд – диаграммы, иллюстрирующие средневзвешенные значения возраста, вычисленные по пяти (слева) и десяти (справа) самым молодым датам.

Выводы. (1) Результаты U-Th-Pb-изотопного датирования dZr из метатуфопесчаников средней части разреза шиджатмазской свиты ограничивают ее возраст снизу самым концом венда. (2) Изученные метатуфопесчаники шиджатмазской свиты могут служить потенциальными вторичными источниками зерен dZr . Это позволяет внести коррективы в представления о «южном» провенанс-сигнале. Поздненеопротерозойские зерна dZr , очевидно, могут вносить вклад в «южный» (Крымско-Кавказский) провенанс-сигнал и обеспечить в этом сигнале поздне-неопротерозойскую («кадомскую» или «перигондванскую») компоненту.

Исследования проведены в соответствии с государственным заданием ГИН РАН и ИФЗ РАН.

- [1] 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.
- [2] 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.
- [3] 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.
- [4] Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Кавказская. Масштаб 1:200000. Лист К-38-I, VII (Кисловодск). М.: МФ ВСЕГЕИ, 2004. 365 с.
- [5] Потапенко Ю.Я. Геологическая карта СССР. Кавказская серия. Масштаб 1:200000. Лист К-38-I. М.: Недра, 1965.
- [6] Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я. Бечасынская зона фундамента Большого Кавказа: возраст комплексов и проблема их тектонической позиции // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания (29 января – 02 февраля 2008 г.). М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 286–290.



U-Pb ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ КРАСНОЦВЕТНЫХ ПЕСЧАНИКОВ ХАНИНСКОЙ СВИТЫ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА (НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ АЛДАНСКОГО ЩИТА)

И.В. Латышева¹, А.В. Шацлло², Т.В. Романюк², Н.Б. Кузнецов¹,
А.С. Новикова¹, А.С. Дубенский¹

¹ Москва, Геологический институт РАН, irkalatysheva@gmail.com

² Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

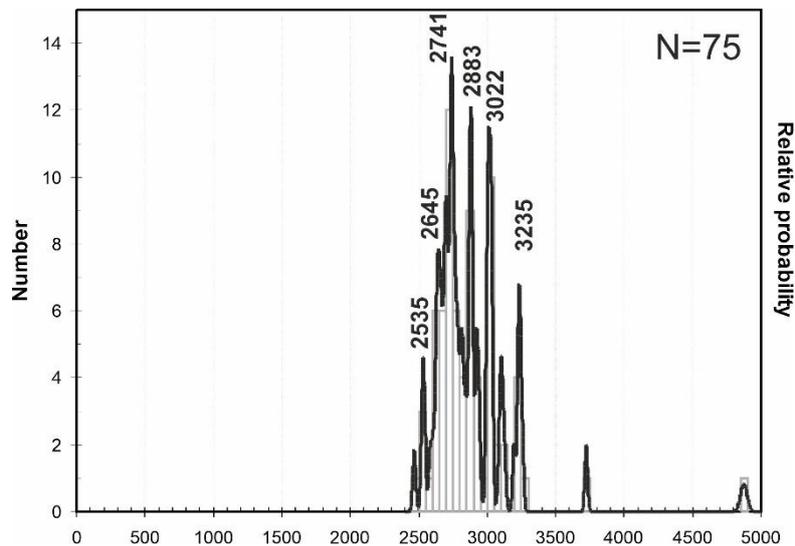
Ханинская свита была выделена Е.П. Миронюком [1] как одна из свит в составе угуйской серии нижнего протерозоя в пределах Олёмко-Токкинского междуречья (запад Алданского щита). Первоначально к ней были отнесены верхние части разрезов Олдонгсинского и Верхнеханинского грабенов – метаалевролиты, филлиты, углисто-слюдяные, кварцево-мусковитово-биотитовые сланцы, кварцево-полевошпатовые и кварцевые песчаники, алевропесчаники. Маркирующим горизонтом основания свиты Е.П. Миронюк выделял мощный (120 м) пласт черных графитизированных филлитов. Впоследствии из состава ханинской свиты были выделены мощные верхние толщи песчаников в станнахскую свиту (в Нижнеханинском грабене) и кебектинскую свиту (в Угуйском грабене), а также установлено наличие стратиграфических аналогов ханинской свиты в Угуйском грабене [2]. По нашим наблюдениям, ханинская свита, выделяемая в восточной части Угуйского грабена, залегает с размывом на нижележащих доломитах намсалинской свиты и представлена неметаморфизованными вишневыми песчаниками. Возраст всей угуйской серии в целом определен по косвенным данным [1], по легенде к геологической карте новой серии м-ба 1:1000000 поля распространения свит угуйской серии обозначены как олонноконская надсерия и отнесены к основанию нижнего протерозоя [3].

Нами изучены зерна детритового циркона (dZr) из красноцветных среднезернистых аркозовых песчаников ханинской свиты (проба АШ2017-010). Проба отобрана из средней части разреза ханинской свиты на правом берегу р. Чоруода (правый приток р. Токко), левый борт второго безымянного притока выше устья р. Чародокан (N 58°07.550 E 120°18.119). U-Pb изотопные анализы dZr выполнены с использованием системы лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.) в ЛХАИ ЦКП ГИН РАН.

В пробе АШ2017-010 изучение U-Pb изотопной системы выполнено для 103 зерен dZr. Из них получено 75 кондиционных датировок ($D \leq 10\%$, аналитическая ошибка измерений обеспечивает точность оценки возраста < 50 млн лет, поправка на общий свинец < 50 млн лет), которые были использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ). Минимальный полученный изотопный возраст – 2468 ± 11 ($D = 6.5\%$) млн лет. Рассчитанное по четырем минимальным возрастам средневзвешенное значение составляет 2519 ± 51 млн лет ((2.0%) 95 % conf. MSWD=8.1, probability=0.00), условно этот возраст можно считать нижним пределом осадконакопления. Максимальный полученный изотопный возраст 3257 ± 10 млн лет ($D = 0$). Кроме того, есть значение, полученное по древнему ядру в зерне циркона, – 3723 ± 10 ($D = 0.24\%$).

На КПВ выделяется десять возрастных пиков (2535, 2645, 2701, 2741, 2883, 2816, 2927, 3022, 3104, 3235 млн лет), поддержанных тремя измерениями и больше, из них три ярких (2741, 2883, 3022 млн лет), поддержанных более чем девятью измерениями (рисунок).

В изученных зернах dZr содержание U варьируется от 0.3 до 850 г/т, Th от 0.24 до 1263 г/т; величины Th/U от 0.2 до 2.9. Величины Th/U попали в пределы 0.1–1.0 для 50 % анализов (38 зерен). Такие значения статистически характерны для магматогенного циркона из пород кислого и среднего состава [4]. Вторая половина анализов (37 зерен) показала Th/U > 1. Такие значения фиксируют обычно в цирконе из мафических пород [5] и/или пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений [6]. Какой-либо закономерности между возрастными зернами и величиной Th/U не наблюдается.



Гистограмма и кривая плотности вероятности, характеризующие распределение возрастов зерен детритового циркона в изученных песчаниках ханинской свиты.

Все изученные зерна dZr показывают архейский возраст. Возрастной пик 3235 млн лет свидетельствует о присутствии в области питания пород, содержащих зерна циркона палеоархейского возраста. Выходы тоналит-трондьемитовых гнейсов палеоархейского возраста известны в пределах Чаро-Олёкминского блока (3212 ± 8 млн лет) и в Западно-Алданском блоке (3335 ± 3 и 3328 ± 4 млн лет) [7].

Около 44 % (33 зерна) показали мезоархейский возраст (2800–3200 млн лет). На диаграмме КПВ можно выделить два ярких пика: 2883 и 3022 млн лет, поддержанных девятью и десятью измерениями соответственно, и пики 2816, 2927, 3104 млн лет. В пределах Чаро-Олёкминского блока известны тоналит-трондьемитовые комплексы, гранитоиды и метадиориты с возрастом около 2800–3200 млн лет (сводка в [8]).

Около 47 % (35 зерен) показали неоархейский возраст (2500–2800 млн лет), самый яркий пик на диаграмме КПВ 2741 млн лет поддержан двенадцатью измерениями. Значения возраста зерен dZr , образующие пики 2645, 2701 и 2741 млн лет на КПВ, могут быть сопоставлены с возрастом гранитоидов чародоканского комплекса (2642 ± 17 , 2705 ± 6 , 2781 ± 7 млн лет [8]), развитых в пределах Чаро-Олёкминского блока в непосредственной близости от Угуйского грабена. Близкие значения возраста были также получены для гранитогнейсов из зоны сочленения Чаро-Олёкминского и Западно-Алданского блоков (2751 ± 8 – 2738 ± 8 млн лет [7]).

Самый молодой пик с возрастом 2535 млн лет, поддержанный тремя измерениями, близок к возрасту гранитоидов нелюкинского комплекса (2522 ± 2 – 2398 ± 4 млн лет [9]), приуроченных к зоне сочленения Чаро-Олёкминского и Западно-Алданского блоков.

Таким образом, вероятными источниками обломочного материала для песчаников ханинской свиты могли быть комплексы архейского возраста, слагающие восточную часть Чаро-Олёкминского блока, Западно-Алданский блок и зону их сочленения, находящиеся в современных координатах к востоку от Угуйского грабена. Сопоставление полученных данных с результатами, полученными по атбастахской свите, подстилающей ханинскую свиту в ее стратотипической местности – Нижнеханинском грабене [10], показывает похожее распределение изотопных возрастов dZr и близкие пики на КПВ. Результат KS-теста – $p=0.102$, с 95%-ной вероятностью источниками для исследованных песчаников ханинской свиты Угуйского грабена и атбастахской свиты Нижнеханинского грабена могли быть одни и те же комплексы.

Исследования проведены в соответствии с темами государственного задания ГИН РАН и ИФЗ РАН.

- [1] Миронюк Е.П. Эопалеозойские (синийские) отложения левобережья среднего течения р. Олекмы. Информационный сборник № 17. ВСЕГЕИ, 1959.
- [2] Реутов Л.М., Ляхницкий В.В. Нижнепротерозойские образования Олёкмо-Токкинского водораздела // Геология докембрия Алданского щита. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Якуткнигоиздат, 1968. Вып. 18. С. 93–104.
- [3] Власов В.М., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Хотина Е.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Новая серия. Масштаб: 1:1000000. Лист О-50-51 (Алдан). СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

- [4] Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M. et al. Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*. 2015. V. 212–215. P. 397–414.
- [5] Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D. Trace element chemistry and U-Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155. P. 295–312.
- [6] Rubatto D. Zircon: The Metamorphic mineral // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2017. V. 83. P. 261–296.
- [7] Nutman A.P., Chenyshev 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.
- [8] Kovach V., Adamskaya E., Kotov A. et al. Age of provenance for the Palaeoproterozoic Kamen Group, Udokan Complex: Newly recognised Palaeoproterozoic crust-forming event in the western Aldan Shield, Siberian Craton // *Precambrian Research*. 2023. V. 396. 107158.
- [9] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // *Петрология*. 2004. Т. 12, № 1. С. 46–67.
- [10] Ковач В.П., Адамская Е.В., Котов А.Б. и др. Источники палеопротерозойских терригенных пород Нижнеханинской «грабен-синклинали» западной части Алданского щита по данным U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd изотопных исследований: к вопросу о корреляции отложений удоканского комплекса // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2023. Т. 31, № 5. С. 27–41.



АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП В ГЕОЛОГИИ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН ТЯНЬ-ШАНЯ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ

М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru

Изучение структуры и истории геологического развития отрицательных структур (осадочных бассейнов) является основным источником знаний об эволюции земной коры на плитном и орогенном этапах. Разновидность таких структур – межгорные и внутригорные впадины, изучение которых дает возможность установить многие особенности геологического развития земной коры. Одним из аспектов изучения является выделение и сравнительная характеристика этапов развития впадин в удаленных один от другого районах и межрегиональная корреляция геологических событий.

В докладе изложены результаты сравнительного анализа тектоноседиментационных режимов, существовавших в период становления мезозойско-кайнозойских внутригорных впадин Гиссаро-Алайской горной системы, Центрального (Киргизского) Тянь-Шаня и Западного Забайкалья, которые являются элементами ЦАСП и Евразийского внутриконтинентального орогена и отражением проявления альпийского тектогенеза в пределах эпипалеозойских молодых платформ (рис. 1, 2).

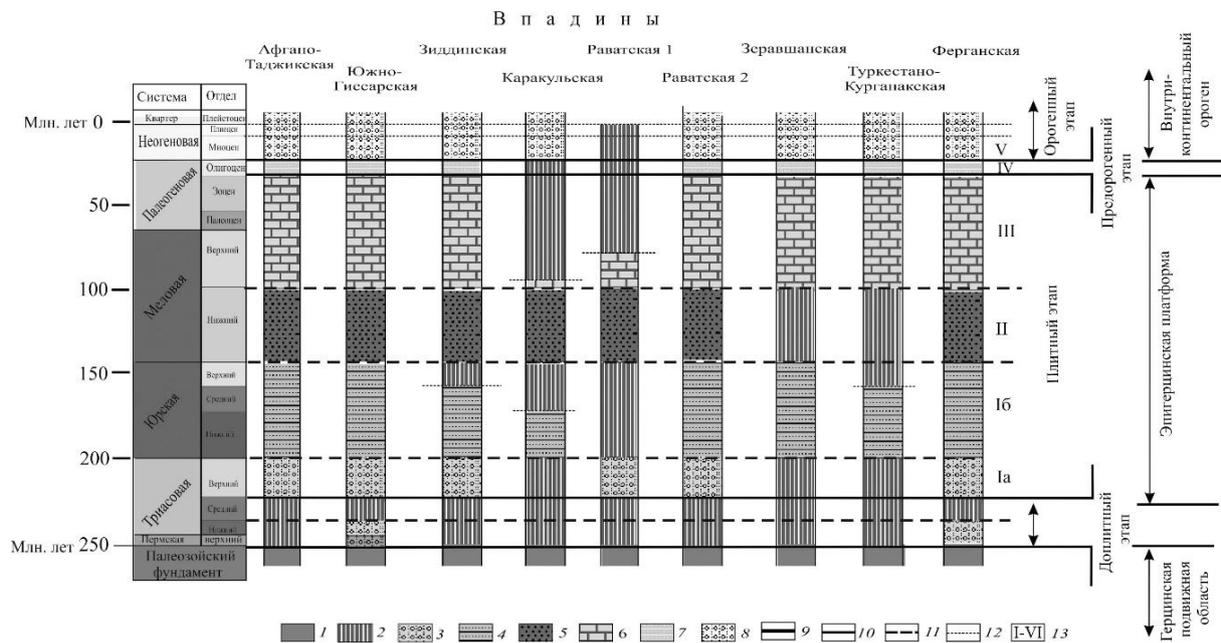


Рис. 1. Этапы и режимы осадконакопления на территории Гиссаро-Алая в мезозое и кайнозое. 1 – палеозойское складчато-метаморфическое основание; 2 – перерывы в осадконакоплении; 3–8 – литостратиграфические комплексы: 3 – коры выветривания и континентальные терригенные отложения в отдельных западинах рельефа, 4 – лагунно-болотные сероцветные континентально-терригенные угленосные отложения, 5 – красноцветные континентальные отложения, 6 – пестроцветные карбонатно-терригенные мелководно-морские отложения, 7 – пестроцветные континентально-лагунные отложения (тонкая нижняя моласса), 8 – сероцветные грубообломочные терригенные континентальные отложения (верхняя грубая моласса); 9 – домезозойская поверхность выравнивания (поверхность фундамента); 10 – границы тектоноседиментационных этапов; 11 – границы литостратиграфических комплексов, отражающие региональные несогласия и поверхности размыва; 12 – местные несогласия и поверхности размыва; 13 – литостратиграфические комплексы и этапы, описание которых приведено в тексте.

Сравнительное описание внутригорных бассейнов Центрально-Азиатского внутриконтинентального орогена выявило соответствие этапности их развития глобальной стадийности геологических процессов альпийского этапа, а именно: *триас* – господство материкового режима, денудация и пенепленизация территорий; *юра* – *эоцен* – эпейрогенез в пределах континентальных платформ и доальпийских орогенов; *олигоцен* – *квартер* – общее поднятие материков и глобальный орогенез, возникновение покровно-складчатых и орогенных сооружений (Альпид s.s).

На всех изученных территориях прослежена сходная последовательность и периодизация тектоноседиментационных режимов (рис. 1, 2). Так, например, заложение впадин первого поколения везде произошло в интервале поздний триас – ранняя юра. В последующем общими для описанных в статье сегментов являлись рубежи: поздняя юра – ранний мел, ранний – поздний мел, поздний мел – олигоцен, олигоцен – миоцен, миоцен – плиоцен, на которых происходила смена тектоноседиментационных режимов.

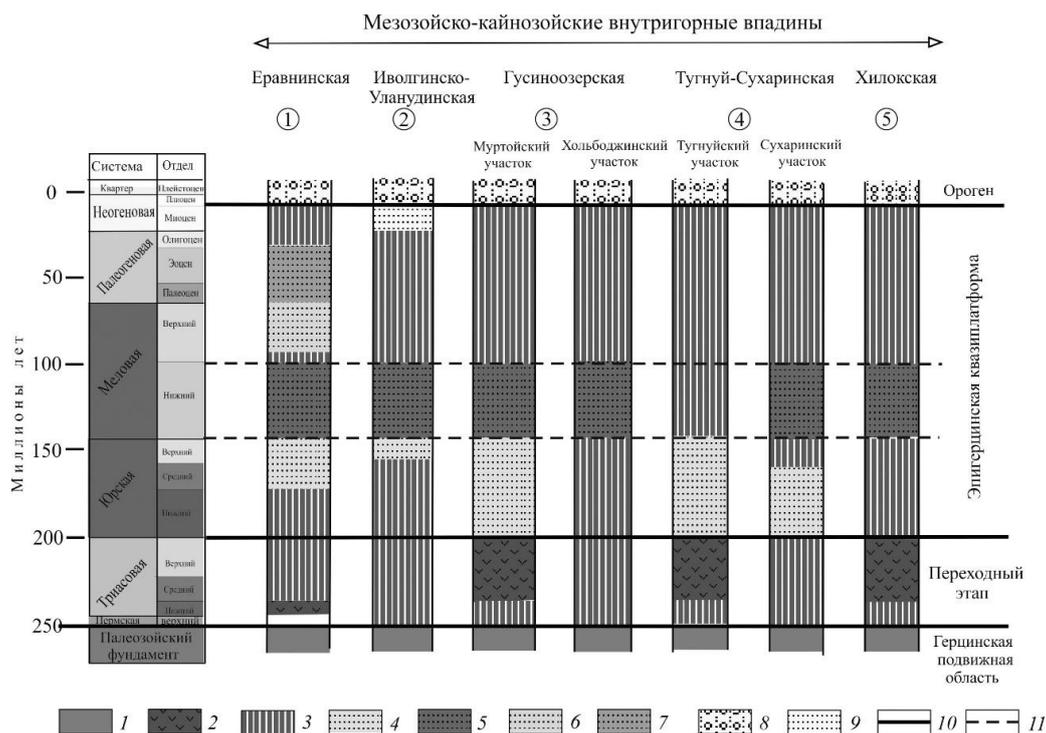


Рис. 2. Этапы и режимы осадконакопления на территории Селенгино-Витимской провинции в мезозое и кайнозое. 1 – палеозойский фундамент; 2 – доплитный этап (высокое стояние территории и площадной вулканизм); 3 – стадии денудации, формирования поверхностей выравнивания и кор выветривания; 4–7 – эпигерцинская континентальная подвижная платформа: 4–5 – терригенно-вулканогенно-угленосные и феновые формации: 4 – юрские, 5 – раннемеловые, 6 – поздне меловые, 7 – палеоцен-миоценовые; 8–9 – формирование низко- и среднегорного рельефа типа бассейнов и хребтов, дискретное накопление преимущественно грубообломочных отложений: 8 – миоцен, 9 – плио-плейстоцен; 10 – главные рубежи седиментационно-тектонических режимов; 11 – границы основных стадий платформенного этапа.

Особое значение имеют доплитный (позднепермско-среднетриасовый) и предорогенный (олигоценый для Гиссаро-Алая и позднеплиоцен-раннеплейстоценовый для Центрального Тянь-Шаня) интервалы, до и после которых тренды геологической эволюции принципиально различны. Доплитный этап знаменовал переход от каледонско-герцинской покровно-складчатой области к эпигерцинской квази платформе, предорогенный – от эпигерцинской платформы к орогену. Доплитный переходный этап имел продолжительность порядка 20 млн лет, предорогенный переходный этап имел длительность около 13 млн лет.

Природа геологических процессов инерционна, и перестройка геодинамических режимов не может происходить мгновенно. В силу этого переход от герцинского этапа к альпийскому, а внутри альпийского – от плитного к орогенному занимает некоторое время. Эти временные промежутки соответствуют *неким геодинамическим условиям*, которые характеризуют отмирание одних режимов и становление новых, что позволяет выделить особые этапы: *доплитный* и *предорогенный*. Правомерность такого деления подтверждается и на примере Альпийско-Гималайского пояса.

Для всех трех регионов характерна некая общность и последовательность проявления седиментационных процессов. Однако имеются и существенные отличия, выраженные, в частности, в наличии или отсутствии проявления магматизма, в вещественном выражении отдельных этапов, характере пространственного расположения впадин и пр.

Альпийский этап в пределах континентальных платформ и орогенов не отвечает, как это принято считать, единому геодинамическому циклу, а должен быть подразделен на раннеальпийский (плитный) и позднеальпийский (орогенный) этапы. При этом орогенный режим проявляется глобально и вне зависимости от предыстории геологического развития территории, охваченной орогенезом.

Наличие черт сходства и различия в проявлении тектоноседиментационных процессов свидетельствует о том, что формирование структуры Забайкалья и Тянь-Шаня происходило в условиях интерференции геодинамических режимов различного ранга: межрегионального, единого для большей части Евразийского орогена и определившего черты общности, и региональных режимов, обусловивших черты различия разных сегментов ЦАСП. Такая ситуация ставит под сомнение правомерность признания какого-либо единственного геодинамического режима на всей гигантской территории пояса, будь то действие суперплюма, Индо-Европейская коллизия или вещественная трансформация корово-мантийных оболочек.

Исследование выполнено по теме НИР Геологического института РАН.



ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА)

Ф.П. Леснов¹, А.Л. Рагозин¹, В.Н. Королюк¹, Ч.О. Кадыр-оол²,
А.А. Монгуш², Ч.К. Ойдуп²

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
lesnovfp@list.ru, camebax@igm.nsc.ru

² Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
kadyrool91@mail.ru; amongush@inbox.ru; oydup_ch@mail.ru

В работе представлены результаты исследования закономерностей распределения редкоземельных и ряда других элементов-примесей в цирконах, зерна которых впервые были обнаружены в перидотитах из Мажалыкского мафит-ультрамафитового массива. Он расположен в южной части территории Республики Тыва (51°01' в.д.; 94°58' с.ш.) и обнажается на площади 2.5×4.0 км. На современном эрозионном срезе большая часть массива сложена варьирующимися по текстуре и количественно-минеральному составу парамагматическими (гибридными) и ортомагматическими габброидами (мезо- и меланократовые оливиновые габбро, троктолиты, габбро-нориты, роговообманковые габбро, лейкократовые габбро, габбро-анортозиты). В юго-восточной части массива среди них залегает обособленное тело перидотитов размером около 800 м в поперечнике, есть также значительно меньшие их тела. Длительное время массив рассматривался исследователями в качестве расслоенного (дифференцированного) интрузива – петротипа одноименного магматического комплекса [1–3].

Для проведения геохимических исследований цирконов из коренных обнажений перидотитов, слагающих крупное тело, в пределах площадки размером 20×60 м отобрали коллективную пробу массой около 25 кг, из которой выделили более 50 зерен циркона и их обломков размером 80–200 мкм. Почти все они имели хорошую кристаллографическую огранку и «многокольцевую» осцилляторную зональность. Анализы цирконов выполнены в лаборатории Института геологии и минералогии СО РАН методом масс-спектрометрии с лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Scientific), объединенного с устройством лазерного пробоотбора NewWaveResearch 213 (Elemental Scientific) (лазер Nd:YAG, длина волны 213 нм). В качестве внешнего стандарта использовали многоэлементный сертифицированный стандартный образец стекла NIST 612. Помимо редкоземельных элементов (РЗЭ) в цирконах было определено содержание следующих элементов-примесей: Hf, Y, U, Th, Pb, Nb, Ta, Rb, Ag, Ti, P. Установлено, что исследованные цирконы являются геохимически неоднородными. Суммарные содержания РЗЭ в них варьируются в диапазоне 365–3336 г/т. Судя по рассчитанным средним содержаниям, в минерале преобладают примеси (г/т) Hf (11149), Y (1689), P (694), Yb (498) и U (352). В цирконах выявлена статистически значимая положительная парная корреляция между содержаниями некоторых РЗЭ и других примесей: Ce – P; Sm – P; Sm – Y; Yb – Y (рис. 1); Yb – Th; Dy – Rb (Y, Nb, Ta, Pb,

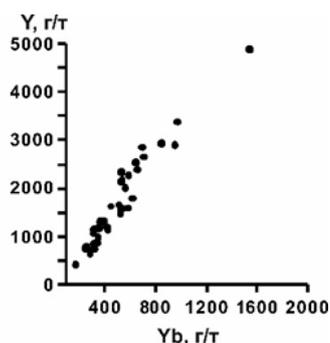


Рис. 1. Положительная корреляционная связь между содержанием Yb и Y в цирконах из перидотитов.

Th и U); Yb – Rb (Y, Nb, Ta, Pb, Th и U). Между Hf, с одной стороны, и содержанием Sm, Dy, Gd, Er и Yb – с другой, выявлена статистически незначимая отрицательная корреляционная связь, что может указывать на то, что ионы названных РЗЭ, входя в структуру цирконов, изоморфно заместили ионы Hf.

Одним из наиболее информативных типохимических признаков цирконов является параметр $Ce_n/Ce^*_n = 3Ce_n/(2La_n + Nd_n)$, который численно характеризует интенсивность положительной аномалии церия на их спектрах распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ. С учетом значений этого параметра, которые уменьшаются в диапазоне от 25 до 0,1, цирконы из исследованной коллекции можно условно разделить на шесть групп (рис. 2). Кроме того, на этих спектрах присутствуют умеренно интенсивные отрицательные аномалии Eu. Судя по положению на графиках и конфигурации этих спектров, цирконы из выделенных групп в той или иной мере отличаются также по общему уровню накопления РЗЭ. При этом цирконы из первых пяти групп в целом мало отличаются друг от друга, в то время как образцы из 6-й группы существенно отличаются от остальных более высокими содержаниями легких РЗЭ. Цирконы из разных групп также отличаются по положению на графиках и конфигурации мультиэлементных спектров, на которых наблюдаются различные по интенсивности положительные аномалии Hf, U и Ag, а также отрицательные аномалии La, Nb, Pb, Ti и P (рис. 3).

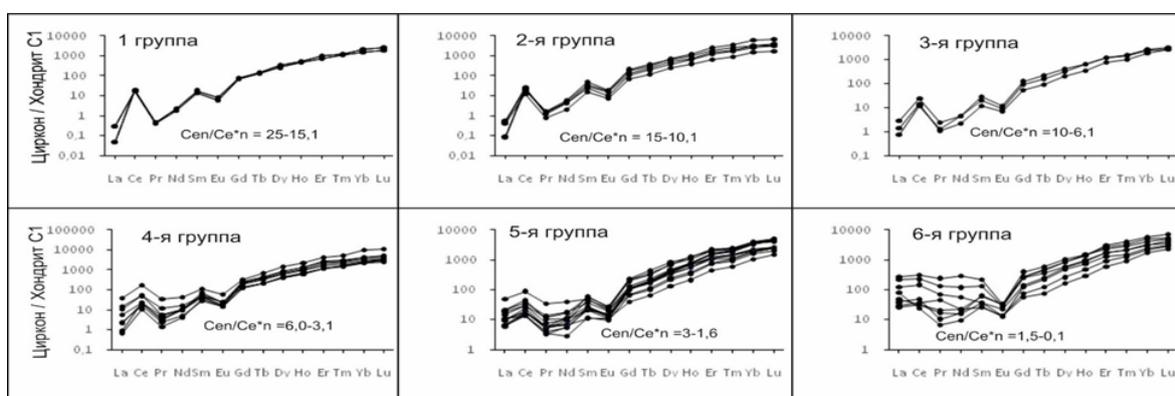


Рис. 2. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в цирконах из перидотитов. Нормирование выполнено на хондрит C1, по [8].

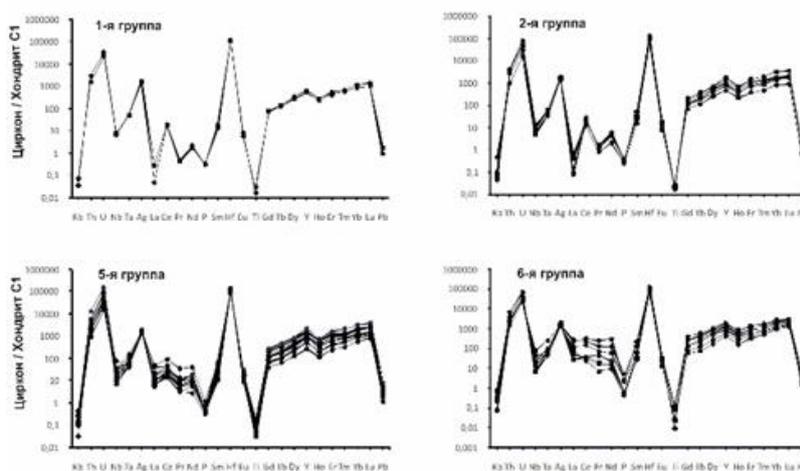


Рис. 3. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний элементов-примесей в цирконах 1, 2, 5 и 6-й групп из перидотитов.

Представленные данные по геохимии цирконов из перидотитов Мажалыкского массива позволяют заключить следующее: 1. В цирконах между содержанием Hf, с одной стороны, и содержанием Sm, Dy, Gd, Er и Yb – с другой, наблюдается отрицательная корреляция, которая может указывать на то, что ионы названных РЗЭ, входя в структуру цирконов, изоморфно замещали

ионы Hf. 2. Вариации содержания РЗЭ, а также значений параметра Ce_n/Ce_n^* указывают на геохимическую неоднородность исследованных цирконов. 3. Уменьшение значения параметра Ce_n/Ce_n^* в цирконах в ряду от 1 к 6-й группе, по-видимому, было обусловлено более поздним процессом перераспределения церия и других легких РЗЭ и в меньшей мере – тяжелых РЗЭ в кристаллах минерала, в наименьшей степени этим процессом были затронуты цирконы из 1-й группы, а в наибольшей – цирконы из 6-й группы. 4. Исследования микроэлементного состава цирконов из перидотитов Мажалыкского массива показали, что им свойственна геохимическая неоднородность, которая проявилась даже в пределах очень ограниченного участка тела этих пород.

Новые данные, полученные нами по геологии, петрографии, минералогии и геохимии Мажалыкского массива, позволили прийти к заключению о том, что в его строении принимают участие пространственно сближенные фрагменты протрузии в разной мере преобразованных реститогенных ультрамафитов, прорывающий их габброидный интрузив, а также разнообразные гибридные габброиды, образованные в процессе воздействия мафитовых расплавов на более древние ультрамафиты. На этом основании Мажалыкский массив рассматривается нами в качестве полигенного комплекса [4–7].

Работа выполнена в рамках государственных заданий Института геологии и минералогии СО РАН № 122041400057-2, № 122041400176-0, № 122041400171-5 и № 122041400159-3 и государственного задания по ТувИКОПР СО РАН, №222020400035-4.

- [1] Бородин Е.В., Егорова В.В. Состав и петрология Мажалыкского расслоенного габброидного массива, Юго-Восточная Тува // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2000. Т. 1. С. 23–25.
- [2] Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаут Н.В., Зеркалова М.Н., Киреев А.Д. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1972. С. 130–145.
- [3] Егорова В.В. Минералогия и особенности кристаллизации пород Мажалыкского перидотит-пироксенит-габбрового массива (Юго-Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы Всероссийской научной конференции. Вып. 3. Томск: Изд-во Томского государственного университета, 2002. Т. 1. С. 80–86.
- [4] Леснов Ф.П., Медведев Н.С., Королюк В.Н. Геохимическая неоднородность кристаллов полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2021. Т. 21, № 6. С. 912–930.
- [5] Леснов Ф.П., Ойдул Ч.К., Кадыр-оол Ч.О. К вопросу о генезисе Мажалыкского мафит-ультрамафитового массива (Юго-Восточная Тува) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Новосибирск: Изд-во ИГМ СО РАН, 2023. С. 122–124.
- [6] Леснов Ф.П., Ойдул Ч.К. О проявлении хризотил-асбестовой минерализации в ультрамафитах Мажалыкского мафит-ультрамафитового массива (Южная Тува) и вопросы его генезиса // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения 2020): Материалы российской конференции с международным участием (7–10 декабря 2020 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2020. С. 46–47.
- [7] Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдул Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тува. Новосибирск: ГЕО, 2019. 350 с.
- [8] McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ U-Pb ДАТИРОВОК ПОЛИХРОННЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ (ЮЖНАЯ ТУВА)

Ф.П. Леснов¹, В.В. Хлестов¹, А.В. Карпов¹, В.Н. Королюк¹,
Ч.О. Кадыр-оол², А.А. Монгуш², Ч.К. Ойдуп²

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, lesnovfp@list.ru; vladkhl@mail.ru; akarpov@igm.nsc.ru

² Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, kadyrool91@mail.ru; amongush@inbox.ru; oydup_ch@mail.ru

Получены первые данные об U-Pb изотопном возрасте акцессорных цирконов из перидотитов в одном из мафит-ультрамафитовых массивов, широко распространенных на территории Республики Тыва. Ранее было принято разделять эти массивы на две генетические группы: на тех, что входят в состав офиолитовых ассоциаций, и тех, что рассматривались в качестве расчлененных (дифференцированных) интрузивов. Мажалыкский массив традиционно относился ко второму типу. Он расположен в южной части Тувы (51°01'17"в.д.; 94°58'56"с.ш.) и обнажается на площади 2.5×4.0 км [1]. Подавляющую часть массива слагают различные по составу и текстуре габброиды, подчиненную роль играют ультрамафиты, Их обособленный крупный блок имеет размер около 800 м в поперечнике, причем в пределах его на площадке 25×60 м из коренных выходов была отобрана коллективная проба массой около 25 кг, из которой выделили 55 зерен циркона. Их общий химический состав был охарактеризован в работах В.Н. Королюка и др. и Ф.П. Леснова и др., помещенных в данном сборнике тезисов докладов.

Датирование цирконов проводили в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований при ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite фирмы (Teledyne Cetac). При этом из общей коллекции зерен циркона, выделенных из пробы перидотита, пригодными для анализа были признаны только 39. Рассчитанные по программе [5] значения их возраста варьировались в интервале 491–608 млн лет, т.е. цирконы оказались полихронными. Различия в оценках возраста, вычисленных для одного и того же зерна по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, достаточно часто превышали 20 млн лет, а иногда достигали 80 млн лет. Подобная картина типична для случаев неоднородного «омоложения» цирконов вследствие наложенных пластических деформаций их зерен. Ряд характерных примеров ситуации такого рода был детально рассмотрен ранее [3, 4]. При этом было показано, что на основе наборов полихронных U-Pb датировок цирконов нередко удается получить достаточно уверенные оценки изначального возраста изучаемых геологических объектов и времени «наложенных» процессов.

Мы проанализировали полученные датировки цирконов из Мажалыкского массива на предмет присутствия среди них отдельных групп, с удовлетворительной достоверностью отвечающих разным дискордиям, при этом использовался методический подход, подобный описанному в работе [3]. В итоге достоверно выделились две дискордии – А и Б, каждой из которых на традиционной диаграмме в координатах изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ соответствует свой обособленный кластер фигуративных точек (рисунок). Это указывает на статистически значимую положительную корреляцию между координатными признаками этих точек. С помощью расчетов соответствующих уравнений линейной регрессии были определены статистические параметры обеих дискордий (таблица).

Величины t_0 и t_F в таблице отвечают пересечениям дискордий с конкордией – верхнему (за пределами диаграммы) и нижнему соответственно (рисунок). Первая величина (t_0) указывает возраст последнего этапа, когда циркон не содержал радиогенные изотопы свинца, т.е. это либо возраст кристаллизации его зерен, либо возраст особо активного термического или деформационного воздействия, приведшего к полной потере изотопов свинца. Вторая величина (t_F) – это

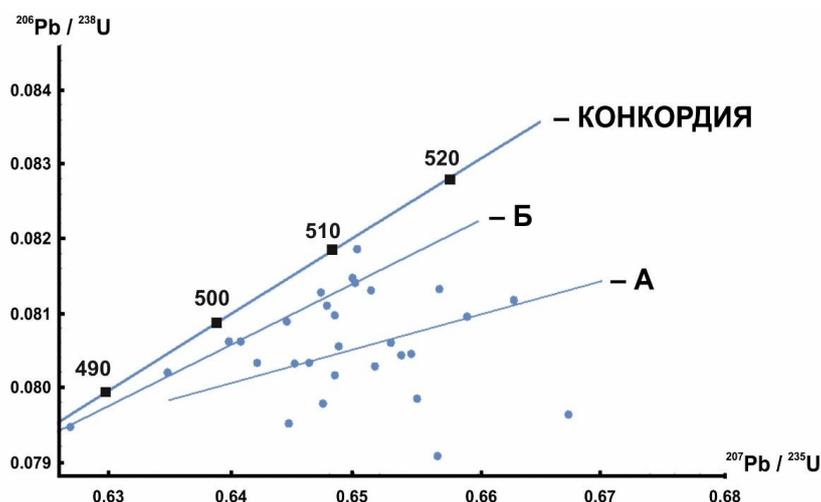


Диаграмма с конкордией и дискордиями.

Параметры дискордий для цирконов

Дискордии	t_0 , млн лет	t_F , млн лет	Δ_c , %	Δ_d , %	Критерий Стьюдента
А	2215±145	493±15	1.552	0.193	10.24
Б	1026±86	490±10	0.478	0.125	4.65

возраст приложения возмущений, сопровождавшихся постепенной неравномерной потерей изотопов свинца, что характерно при интенсивных пластических деформациях [3, 4]. Δ_c – средняя «дискордантность» точек кластера, т.е. средняя их удаленность от конкордии, нормированная на длину соответствующего радиус-вектора. Δ_d – средняя нормированная их удаленность от линии дискордии. Общеизвестный критерий Стьюдента оценивает различие этих средних, при этом в тех случаях, когда значение Δ_c статистически значимо превышает значение Δ_d , т.е. если значение критерия Стьюдента выше 2.6, достоверность дискордии надежно подтверждается.

Полученные нами древние датировки цирконов названных выше эволюционных этапов для цирконов из ультрамафитов, значительно превышающие возраст цирконов из ассоциирующихся с ними габброидов (478±1.4 млн лет) [2], противоречат существовавшим представлениям о том, что те и другие слагают генетически единый расслоенный интрузив. Как нам представляется, эволюционный сценарий для ультрамафитов этого массива может выглядеть следующим образом. В эпоху около 1026 млн лет назад в ходе крупных тектонических движений блоки верхнемантийных рестигов с возрастом около 2215 млн лет были перемещены на верхние уровни литосферы, что в итоге привело к формированию ультрамафитов офиолитовых комплексов. При этом интенсивные локальные пластические деформации ультрамафитов, сопровождавшие эти движения, привели к неравномерным диффузионным потерям радиогенных изотопов свинца присутствовавшими в них кристаллами циркона и, как следствие, к неравномерному их «омоложению». Благодаря этому возникли два различных по изотопному возрасту типа цирконов. Значительно позже, при новой активизации тектонических движений, сопровождавшихся, в том числе, внедрением габброидного интрузива, вновь произошло значительное, но неравномерное «омоложение» цирконов обоих типов. При этом следует обратить внимание на то, что значения t_F для обеих рассчитанных дискордий очень близки к возрасту цирконов из габброидов, прорывающих ультрамафиты (478±1.4 млн лет) [2].

Таким образом, по совокупности геолого-петрографических и изотопно-геохронологических данных можно прийти к выводу о том, что Мажалыкский массив не является расслоенным интрузивом, а представляет собой входящий в состав офиолитовой ассоциации полигенный магматический комплекс, в котором пространственно тесно сближены фрагменты протрузии рестиговых ультрамафитов, прорывающий ее интрузив ортомагматических габброидов, а также образованные при этом различные по петрографическому составу гибридные габброиды.

Работа выполнена в рамках государственных заданий Института геологии и минералогии СО РАН (№ 122041400057-2, № 122041400176-0 и № 122041400171-5), а также ТуВИКОПР СО РАН (№ 222020400035-4).

- [1] *Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдул Ч.К.* Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: ГЕО, 2019. 350 с.
- [2] *Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.* Возраст и геологическая позиция перидотит-пироксенит-анортозит-габбрового мажалькского комплекса. Восточная Тува // *Петрология*. 2004. Т. 12, № 6. С. 656–662.
- [3] *Хлестов В.В., Леснов Ф.П.* Геохронологические этапы деформаций ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // *Геосферные исследования*. 2023. № 2. С. 25–32.
- [4] *Хлестов В.В., Леснов Ф.П.* Полихронность U-Pb изотопных датировок цирконов: проблема и ее возможные решения // *Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы XI Всероссийской петрографической конференции с международным участием (28 ноября – 02 декабря 2022 г.)*. Вып. 11. Томск: Изд-во Томского госуниверситета, 2022. С. 163–169.
- [5] *Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. 2003. № 4. 76 p.



МНОГОЛИКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.Ф. Летникова¹, А.В. Иванов¹, Д.А. Кошкарев², И.С. Шарыгин³,
А.Э. Изох¹, А.Г. Дорошкевич¹, Е.В. Решетов³, И.Р. Прокопьев¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, eflightnik@igm.nsc.ru

² Мирный, АК «АЛРОСА» (ПАО)

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Как известно, конгломераты являются наиболее информативными осадочными породами при изучении состава пород источников обломочного материала и реконструкции обстановок седиментации, маркируя этапы тектонических перестроек или катастрофических климатических событий. При этом данный класс осадочных пород в настоящее время полностью выпадает при изучении седиментационных бассейнов позднего докембрия юга Сибирской платформы, имея широкое площадное распространение и достаточно большие мощности, варьирующиеся от первых до сотен метров.

В Урикско-Ийском грабене юга Сибирской платформы наиболее древними являются базальные и внутрiformационные конгломераты ермосохинской свиты, к изучению которой авторы данного сообщения еще не приступили. Их мощность составляет до 400 м. Конгломераты свиты содержат валуны и гальку и имеют полимиктовый состав, в котором обломки представлены вулканитами и туфами, чаще основного состава, филитовидными сланцами, гнейсами, гранитами и пегматитами. Выше по разрезу авторами данного сообщения в левом борту р. Ия в районе Аршанского месторождения марганца изучено два различающихся по составу конгломератовых комплекса. Нижний представлен валунными конгломератами с хорошо окатанными обломками, среди которых преобладает кварц и кварциты, много гнейсогранитов, розовых двуполовошпатовых гранитов и, реже, осадочных пород. Матрикс имеет кварцевый состав. Проведено U-Th-Pb датирование циркона из двух валунов гнейсогранитов и трех валунов гранитов. Проведенная на основе этих исследований оценка их возраста составила диапазон 2.9–3.2 млрд лет, что свидетельствует о накоплении этих конгломератов в пределах блока с архейской континентальной корой. Со стратиграфическим несогласием на них залегает комплекс красноцветных вулканогенно-осадочных пород, в том числе железомарганцевых руд Аршанского месторождения. Вулканогенная составляющая по своему составу идентична изученной нами ранее высококальциевой пирокластике, щелочным базальтам и долеритам Марского [1, 2], Кремьешетского и Бирюсинского-2 палеовулканов Бирюсинского Присяяня. В верхней части этого разреза изучены туфоконгломераты, в которых обломки в основном представлены вулканитами и, реже, кварцем и кварцитами, матрикс – продукты перемыва субсинхронной высококальциевой пирокластике.

На этом же стратиграфическом уровне в Урикско-Ийском грабене изучены золотоносные конгломераты Хужирского месторождения в нижней части хужирской свиты мотской серии в междуречье рек Урик и Большая Белая. Их возраст ограничен на основе U-Th-Pb датирования циркона не древнее 609–625 млн лет [3]. Конгломераты залегают на границе белых кварцевых песчаников и красноцветной вулканогенно-осадочной толщи, по составу сопоставимой с таковой в вышеперечисленных палеовулканах Бирюсинского Присяяня. Среди обломков галечной размерности преобладает кварц и кварциты, вулканиты, граниты. Матрикс темно-серого цвета представляет собой плохо сцементированные продукты выветривания неустойчивых в зоне гипергенеза магматических пород, возможно ультраосновного состава.

В пределах Бирюсинского Присяяня нами изучены не обозначенные в современной стратиграфической последовательности кварцевые песчаники, конгломераты междуречья рек Каменка и Уват и туфоконгломерации Марского и Бирюсинского-2 палеовулканов позднего рифея. Толща кварцевых песчаников включает Уватское месторождение чистых кварцитов и по мощности составляет не менее 300 м, с конгломератами, вероятно, имеет фацциальное взаимоотноше-

ние. Конгломераты по р. Каменка представлены двумя различными горизонтами. Нижний, мощностью несколько сотен метров, является полимиктовым валунно-галечным конгломератом, в котором обломки представлены вулканитами основного и, возможно, ультраосновного состава, гранитами, кварцитами и кварцем, измененными породами. Матрикс имеет глинисто-хлоритовый состав. Предварительное минералогическое изучение матрикса конгломератов позволило установить в нем зерна хромита, по составу отвечающего хромитам алмазоносной ассоциации. Верхние галечно-валунные конгломераты имеют кварцевый матрикс, и среди обломков преобладают кварц, кварциты и граниты. Оба этих горизонта располагаются на границе с Марским палеовулканом.

Относимые ранее к конгломератам и конглобрекциям карагасской серии грубообломочные породы оказались продуктами вулканической деятельности, возраст которой установлен на рубеже 640 млн лет [1]. По рекам Бирюса, Мара установлены эруптивные брекчии жерловых фаций, кальдеры обрушения, продукты эксплозивного вулканизма, потоки базальтов с захватом вулканического материала предыдущих вулканических событий.

Таким образом, изученные различные по составу и генезису конгломераты и вулканиты позднего докембрия юга Сибирской платформы в пределах Урикско-Ийского грабена и Бирюсинского Присяянья отвечают различным этапам развития палеорифта на рубеже 650–640 млн лет. Вопрос о возрасте и генезисе конгломератов ермосохинской свиты пока остается открытым. С изученными конгломератами связаны месторождения золота, марганца. Дальнейшее их изучение, возможно, позволит повысить их минерагенический потенциал.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН №FWZN-2022-0036.

- [1] Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Костицын Ю.А., Летников Ф.А., Еришова В.Б., Федерягина Е.Н., Иванов А.В., Ножкин А.Д., Школьник С.И., Бродникова Е.А. Высококалиевый вулканизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присяянье) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496, № 1. С. 55–62.
- [2] Изох А.Э., Летникова Е.Ф., Избродин И.А., Иванов А.В., Школьник С.И., Дорошкевич А.Г. Высококалиевые породы Марского палеовулкана позднего рифея, Бирюсинский выступ, юг Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32, № 4. С. 50–72.
- [3] Гладкочуб Д.П., Иванов А.В., Донская Т.В., Мотова З.Л., Брянский Н.В., Решетов Е.В. Первое свидетельство докембрийской алмазоносности Сибирской платформы: результаты U-Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона из осадочных пород мотской серии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510, № 1. С. 18–24.



ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ, R7-ПАРАМЕТРЫ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД АНГАРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

И.И. Лиханов

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

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа (ЕК), представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона (СК), важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезоэопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие позднеэопротерозойского океана: его заключительные деформации имели возраст 1.2–0.9 млрд лет [1]. Ключевым для палеоконтинентальных реконструкций эопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген, сформировавшийся в диапазоне гренвильского (980–910 млн лет) и постгрэнвильского (880–720 млн лет) циклов [2].

С другой стороны, на основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1.80 и 0.75 млрд лет в ряде работ сделан вывод об отсутствии на ЕК событий гренвильского возраста, что привело к противоречивой трактовке вопросов эволюции региона.

Можно считать, что проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния связаны с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли.

В пределах Сибирского кратона в качестве возрастных аналогов процессов гренвильской и вальгальской складчатости рассматриваются гранитогнейсовые купола, гранитоиды Гаревского комплекса и метапелиты низких/умеренных давлений Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов, проявленные в структурах Северного и Южного Енисейского кряжа [3–9]. В докладе обсуждаются особенности происхождения контрастных по составу пород Ангарского комплекса (АК), условия их метаморфизма и геохронологические свидетельства мезоэопротерозойских событий в эволюции региона. Такие исследования важны для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении СК в состав суперконтинента Родиния.

АК расположен в зоне сочленения структур Заангарья с комплексами Ангаро-Канского выступа ЕК. В геологическом строении региона принимают участие осадочно-метаморфические толщи сухопитской серии мезоэопротерозоя и залегающие на них с несогласием верхнерифейские отложения широкинской серии, пронизанные дайками долеритов. Среди метатерригенных отложений нижних горизонтов сухопитской серии в береговых обнажениях р. Ангары развиты вулканогенные образования Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса (РПВП). Здесь нижняя часть разреза представлена массивными среднезернистыми амфиболизированными метагаббро-диабазами и метадолеритами. Из пород сухопитской серии в районе исследования наиболее широко распространены отложения удерейской свиты, представленные глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, известняков и кварцитов.

Магматические протолиты низкотитанистых метабазитов РПВП образовались при плавлении деплетированного верхнемантийного источника, продуцирующего базальты N-MORB, тогда как формирование высокотитанистых пород происходило из обогащенных мантийных источников, ответственных за образование E-MORB базальтов. Протолиты метабазитов дайковых тел р. Тасеевой сопоставимы с внутриплитными базальтами и толейтовыми базальтами океанических островов. В последовательности тектонических событий в эволюции ЕК образование более примитивных по химическому составу базальтов могло происходить на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. А более

высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата на более поздних этапах спрединга.

Железисто-глиноземистые метапелиты представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания преимущественно каолинового (широкинская серия) и монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистого (сухопитская серия) состава, образованных за счет размыва палеопротерозойских гранитогнейсов СК (широкинская серия) с вовлечением в область эрозии вулканогенной примеси пород основного и среднего состава (сухопитская серия) [10].

Результаты геотермобарометрии показали видимые различия в пределах погрешностей методов по *PT*-параметрам формирования толщ разного химического состава: 4.9–7.6 кбар, 580–650 °С – метабазиты; 4.1–6.6 кбар, 490–610 °С – метапелиты [11]. Данные оценки приближаются к *PT*-условиям кианит-силлиманитового метаморфизма Тейского комплекса в Северном ЕК [12].

Для спектров роговых обманок, выделенных из метабазитов РПВП, получены плато с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом 1183±9.8 и 1087.1±11.3 млн лет. Эти датировки коррелируются с шавининганской (1.19–1.14 млрд лет) и оттаванской (1.08–1.02 млрд лет) фазами орогенеза в гренвильском поясе (Лаврентия) и арендальской фазой (1.14–1.08 млрд лет) в свеконорвежском складчатом поясе (Балтика) [1]. В низкотемпературных частях спектров изученных амфиболов установлены два промежуточных плато с более молодым возрастом – 864±11.7 и 865.4±12.3 млн лет, что свидетельствует в пользу поздних более высокотемпературных наложенных процессов, подтверждается *PT*-параметрами коллизионного метаморфизма и согласуется с датировками метабазитов (867.5±7.4 млн лет). В спектрах биотитов из метапелитов сухопитской серии наблюдается четкое плато с возрастом 849.1±9.1 млн лет, соответствующее остыванию пород до температуры закрытия К-Аг изотопной системы в биотите (330–360 °С). С учетом рассчитанной величины длительности подъема пород такой возраст должен быть не древнее 864 млн лет, что в пределах ошибки совпадает с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ значениями возраста позднего этапа в метабазитах. В качестве близких возрастных аналогов таких событий в пределах ЕК могут быть рассмотрены породы Тейского комплекса (864–849 млн лет) [12].

Оценки возраста позднего этапа метаморфизма 724±14 млн лет (СКВО=0.35) получены по монациту из *Grt-Bt* плагиогнейса АК (р. Тасеева), что является свидетельством позднего импульса аккреционно-коллизионных событий вальгальской орогении на западной окраине СК на заключительной стадии эволюции орогена. К этому интервалу времени в регионе приурочена активизация магматической деятельности с формированием лейкогранитов ряда массивов Глушихинского комплекса (731±5, 721±20 и 718±9 млн лет) вблизи Приенисейской зоны разломов [13].

Новые датировки пара- и ортопоруд АК ЕК свидетельствуют о проявлении двух импульсов мезопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине СК. Ранний этап (1.18–0.85 млрд лет) связывается с гренвильской тектоникой, поздний – с постгренвильскими процессами вальгальской складчатости. Геодинамическая история региона сопоставляется с последовательностью и стилем тектонотермальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждают палеоконтинентальные реконструкции тесных пространственно-временных связей между этими кратонами и их вхождения в состав Родинии [14].

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-77-20018).

- [1] Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 3. С. 29–45.
- [2] Sawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // *Geology*. 2010. V. 38. P. 99–102.
- [3] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранито-гнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb возраст // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40, № 9. С. 881–891.
- [4] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Сухоруков В.П. Зональность граната в метапелитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа // *Петрология*. 2013. Т. 21, № 6. С. 612–631.
- [5] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // *Геотектоника*. 2014. Т. 48, № 5. С. 32–53.

- [6] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. Р-Т-t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 6. С. 1031–1056.
- [7] 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.
- [8] Likhonov I.I. Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and geochronological evidence // Geosciences. 2022. V. 12, № 11. 402.
- [9] 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.
- [10] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008. Т. 46, № 1. С. 20–41.
- [11] Likhonov 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, № 8. P. 743–762.
- [12] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады РАН. 2011. Т. 436, № 4. С. 509–514.
- [13] Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия. 2015. Т. 53, № 8. С. 675–694.
- [14] Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw Puzzle // Science. 2003. V. 300. P. 1379–1381.



АПТ-АЛЬБСКИЙ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЧУКОТКИ

М.В. Лучицкая, Е.В. Ватрушкина, Л.С. Канимбуге

Москва, Геологический институт РАН, luchitskaya@ginras.ru

Главным тектоническим событием в эволюции арктической окраины чукотских мезозойд является коллизия микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска и Сибирского континента с ранее аккретированным Колымо-Омолонским микроконтинентом [1–3]. Основные тектонические элементы – Алазейско-Олойская, Южно-Ануйская, Ануйско-Чукотская складчатые системы – сформировались в результате этой коллизии в раннемеловое время [2]. Деформации коллизионного этапа привели к региональной складчатости, надвигообразованию, формированию покровно-складчатых структур с развитием кливажа осевой плоскости/сланцеватости [2, 4, 5] и завершились в готериве – барреме [2].

В апт-альбское время начался постколлизионный этап, который был связан с растяжением, образованием комплексов метаморфических ядер и наложенных Анахургенской, Нутесынской, Камешковской орогенных впадин [2, 4–7]. При этом растяжение сопровождалось сдвиговой компонентой [2, 4, 8]. Растяжению в континентальной части синхронно образование рифтовых впадин на шельфе арктических морей [2, 9].

С апт-альбским постколлизионным этапом развития чукотских мезозойд связано внедрение гранитоидов и даек преимущественно среднего и кислого состава, которые секут деформационные структуры коллизионного этапа. Возраст гранитоидов охватывает интервал 123–105 млн лет (U-Pb-SIMS, циркон) [10–14]. Внедрение гранитоидов и дайковых тел связано с растяжением, возможно ассоциирующим с правосторонними сдвигами [5, 8, 11]. Направление регионального растяжения было установлено как субширотное (BCB–3ЮЗ) [5] на основании субмеридиональной (ССЗ–ЮЮВ) ориентировки более 800 закартированных даек и кварцевых жил в районе г. Певек на территории Ануйско-Чукотской складчатой системы. Гранитоиды интрузируют складчатые осадочные комплексы девона – карбона, поздней перми – триаса, а также в разной степени деформированные отложения позднеюрско-раннемеловых синколлизионных бассейнов.

В последнее время проведено разделение гранитоидных плутонов Чукотки на две провинции: альбскую (Чаунскую) и аптскую (Билибинскую или Тытельвеевскую) по преобладанию гранитоидов того или иного возраста, хотя границы данных провинций проводятся по-разному [12–15]. Судя по возрастным датировкам и расположению гранитоидных тел, магматизм Тытельвеевского пояса смещался в северо-западном направлении (в современных координатах). Возможным объяснением может являться миграция области отрыва океанической литосферы, погружающейся под Азиатский континент [13].

Гранитоиды Чукотки альбского возраста также включены в состав альб-сеноманской окраинно-континентальной магматической провинции Тихоокеанской Азии, выделенной А.И. Ханчуком с соавторами [16]. Магматические породы этого пояса представлены контрастными типами: гранитоидами А-, I- и S-типа; адакитами, базальтами и их интрузивными аналогами VAB- и OIB-типа [16].

Гранитоиды апт-альбского (118–100 млн лет) возраста также продолжают и на территорию Аляски в составе пояса (провинции) Tintina. Здесь среди них выделяются метаглиноземистые известково-щелочные разновидности, связанные с окраинно-континентальными дугами, и плутоны ильменитовой серии начиная со 112 млн лет, сформированные после корового утолщения вследствие аккреции (коллизии) островных дуг и присутствующие в составе умеренно перглиноземистых батолитов [17, 18].

По минеральному и химическому составу апт-альбские гранитоиды Чукотки соответствуют гранитам I- и А-типа [3, 14]. Соотношение Fe_2O_3/FeO и SiO_2 указывает на принадлежность

апт-альбских гранитоидов как к магнетитовой, так и к ильменитовой серии, а ковариации отношений Fe_2O_3/FeO и Rb/Sr показывают, что апт-альбские гранитоиды сопоставляются с гранитами, имеющими вольфрамовую, вольфрам-молибденовую и частично Au-(Bi) минерализацию.

Со среднемиловыми гранитоидами пояса Tintina, образовавшимися в обстановке растяжения на постколлизийном этапе, связана Au-W металлогеническая ассоциация. Значительная часть золоторудных месторождений имеет генетическую связь с восстановленными интрузиями ильменитовой серии, для которых отношение Fe_2O_3/FeO является промежуточным между характерным для ильменитовой и магнетитовой серий [17].

В пределах Чукотки большинство постколлизийных массивов имеют Sn-W металлогеническую специализацию и разрабатывались на олово с середины прошлого века [19]. В последние годы было открыто месторождение Кекура, которое по ряду параметров было отнесено к золоторудным системам, связанным с восстановленными интрузиями. Re-Os изотопное датирование молибденита подтвердило одновозрастность минерализации и даек гранодиорит-порфиоров, образовавшихся на заключительном этапе становления массива, 112 ± 1 млн лет [20]. Также предполагается генетическая связь золоторудной минерализации месторождения Майского с внедрением Кукнейского массива 108.5 ± 1 млн лет и комплекса даек от лампрофиоров до гранит-порфиоров $108.0-108.3 \pm 1$ млн лет [21].

Nd-Sr изотопные данные для апт-альбских гранитоидов указывают на гетерогенный состав корового источника, в котором присутствовал как более древний материал континентальной коры, обладающий протерозойским модельным возрастом, так и ювенильный материал [3]. По данным [13] гранитоиды аптской Тытельвеевской и альбской Чаунской магматических провинций имели источник, в котором в различных пропорциях был смешан материал мантийный и континентальной коры. Химический и изотопный состав источников был различным. Более обогащенный источник характерен для гранитоидов альбской Чаунской провинции ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$ от 0.7108 до 0.7146 и ϵNd_i от -9.57 до -2.53). Гранитоиды Тытельвеевского пояса являются продуктом умеренно обогащенных магм с первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ от 0.7042 до 0.7099 и ϵNd_i от -5.0 до $+1.0$. Такие характеристики могли быть результатом вовлечения астеносферного материала вследствие его подъема при отрыве океанической литосферы и(или) деламинации субконтинентальной литосферной мантии [13].

Работа выполнена за счет средств госзадания № FMMG-2024-0001.

- [1] Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
- [2] Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Ануйской структуры (северо-восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- [3] Лучицкая М.В., Соколов С.Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. 2021. № 5. С. 1–25.
- [4] Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана. М.: МГУ, 2004. 46 с.
- [5] Miller E.L., Verzhbitsky V.E. Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Stephan Mueller special publication series. 2009. Ser. 4. P. 223–241.
- [6] Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке России. Статья 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 84–93.
- [7] Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopyev A.V., Gottlieb E.S., Pearce S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. V. 208. 103272.
- [8] Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника. 2015. № 3. С. 3–35.
- [9] Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S.C., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Freiman S.I., Rodina E.A., Startseva K.F., Zhukov N.N. Arctic ocean mega project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // Earth-Science Reviews. 2021. V. 217. 103581.
- [10] Катков С.М., Стрикленд А., Миллер Э.Л. О возрасте гранитных интрузий Ануйско-Чукотской складчатой системы // Доклады РАН. 2007. Т. 414, № 2. С. 219–222.
- [11] Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Вержбицкий В.Е., Ватрушкина Е.В., Ганелин А.В., Голионко Б.Г. Постколлизийные гранитоиды и апт-альбское растяжение в тектонической эволюции чукотских мезозойд, северо-восток России // Доклады РАН. 2019. Т. 484, № 3. С. 329–334.

- [12] Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Готтлиб Э.Ш., Миллер Э.Л. Меловой монцонит-гранит-магматитовый велиткенайский комплекс: петрология, геохимия пород и циркона (U-Pb, Hf и O) в приложении к реконструкции эволюции магматизма и континентальной коры в блоке Арктическая Аляска – Чукотка // Петрология. 2022. Т. 30, № 3. С. 227–259.
- [13] Tikhomirov P.L., Luchitskaya M.V., Prokof'ev V.Yu., Akinin V.V., Miller E.L., Isaeva E.P., Palechek T.N., Starikova E.V., Boldyreva A.I., Wiegand B. Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U-Pb geochronology and rock geochemistry // International Geology Review. 2023. V. 66, № 2. P. 607–632.
- [14] Ползуненков Г.О. Петрология и изотопная геохронология Велиткенайского монцонит-гранит-магматитового комплекса (Арктическая Аляска). Новосибирск, 2023. 20 с.
- [15] Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Катков С.М. Состав и геодинамическая обстановка гранитоидного магматизма Алярмаутского поднятия (Западная Чукотка) // Геохимия. 2010. № 9. С. 946–972.
- [16] Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–29.
- [17] Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L. The Northern Cordilleran Mide-Cretaceous plutonic province: ilmenite/magnetite-series granitoids and intrusion-related mineralization // Resource Geology. 2004. V. 54, № 3. P. 253–280.
- [18] Baker T., Pollard P.J., Mustard R., Mark G., Graham J.L. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: implications for exploration // SEG Discovery. 2005. № 61. P. 6–17.
- [19] Волков А.В., Галямов А.Л. Перспективы освоения крупных оловорудных месторождений Чукотки // Арктика: экология и экономика. 2022. Т. 12, № 2. С. 224–234.
- [20] Nagornaya E.V., Baksheev I.A., Selby D., Tikhomirov P.L. The latest Aptian/ earliest Albian age of the Kekura gold deposit, Western Chukotka, Russia: implications for mineralization associated with post-collisional magmatism // Mineralium Deposita. 2020. V. 55, № 7. P. 1255–1262.
- [21] Артемьев Д.С. Геолого-генетическая модель формирования Майского месторождения и прогнозно-поисковые критерии локализации оруденения майского типа (Чукотка) // Региональная геология и металлогения. 2018. № 74. С. 98–103.



КАРСТОВО-ЭРОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ КРУПНОГО РАВНИННОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

О.А. Мазаева, В.А. Бабичева

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

Карстовые формы прибрежных территорий представляют интерес как результат взаимодействия процессов на контакте двух сред – суши и моря. В прибрежной зоне создаются дополнительные условия в результате волновой деятельности океанов и морей. В отличие от них уровень воды в плотинных водохранилищах имеет больший контроль и регулируется человеком. Колебания уровня воды в водохранилищах имеют большие амплитуды и более частую периодичность изменений, что является дополнительным фактором их влияния на береговую зону. Как показывают многие исследования, подобная цикличность уровневого режима вызывает активизацию многих ЭГП в береговой зоне [1–4].

Карстовые районы широко распространены на юге Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр), особенно в береговой зоне юга Братского водохранилища, выбранной для исследования в данной работе. Здесь развиты различные типы карста, которые по составу пород относятся к карбонатному и сульфатно-карбонатному типу, а по геолого-структурным особенностям и положению в разрезе карстующихся пород – к покрытому типу карста. Общая протяженность берегов в породах гипсово-карбонатно-соленосной формации нижнего- и среднего кембрия (доломиты, известняки, ангидрит-доломиты, гипсы) составляет 589 км [2].

На юге Иркутского амфитеатра карст имеет длительную историю развития [2, 5]. В результате создания Братского водохранилища произошла современная активизация карстового процесса в береговой зоне [3, 6, 7].

Сульфатно-карбонатный карст юга Братского водохранилища на протяжении всего периода эксплуатации водохранилища сохраняет активность и входит в группу региональных опасных геологических процессов [3, 8]. По интенсивности провалообразования в соответствии с классификацией территории по степени устойчивости Г.А. Максимовича [9] исследуемый участок попадает в район весьма неустойчивых с интенсивностью 1–10 провалов в год на 1 км² [6].

Основные задачи работы: выявление механизмов формирования карстово-эрозионных форм, определение структуры взаимосвязей экзогенных геологических процессов в локальной береговой геосистеме, разработка концептуальной модели развития карстово-эрозионного процесса в условиях многолетних и сезонных колебаний уровня воды в водохранилище.

Анализ геологической среды развития карстово-эрозионных процессов выявил региональные особенности механизмов развития карста на берегах Братского водохранилища. К ним относится следующий комплекс условий и факторов: пологое напластование карстующихся пород; приуроченность проявления карстовых форм к различным видам трещиноватости (региональной, выветривания, отседания); обводнение интенсивно трещиноватой зоны выветривания и закарстованных пород бывшей зоны аэрации в результате подпора водохранилища, взаимодействие карстово-суффозионных и эрозионных процессов, определяемое особенностями грунтов.

Анализ исторических материалов, аэрофотоснимков и полевые работы выявили пять этапов в эволюции карстово-эрозионной формы на участке Хадахан от образования карстовой воронки на склоне до ее современного стабильного состояния. Результаты мониторинга этого карстово-эрозионного оврага № 1 с 2001 по 2013 г. подробно рассматривались ранее [10]. Было сделано предположение о том, что в ближайшие десятилетия по региональной сети тектонической трещиноватости произойдет развитие подобных карстово-эрозионных форм. Анализ аэрофотоснимков 2011 г. подтвердил начало формирования нового эрозионного вреза от абразионной ниши (овраг № 2). Дальнейший мониторинг показал его положительную динамику [11].

Сопоставление данных мониторинга этих двух карстово-эрозионных оврагов с уровневым режимом водохранилища позволил уточнить и выделить следующие этапы формирования карстово-эрозионных форм участка.

I этап:

овраг 1 (1967–1982 гг.) – активизация карстово-суффозионных процессов (процессы растворения, выноса и оседания) в результате образования подпора в период наполнения водохранилища; формирование карстово-суффозионных воронок, являющихся будущими врезами вершины оврага, на фоне длительного снижения уровней воды в водохранилище;

овраг 2 (2010–2018 гг.) – формирование карстово-абразионной ниши в бровке берегового уступа (вершина оврага 2) после высоких уровней (близких к НППГ) 2006 и 2010 гг., образование серии карстово-суффозионных воронок как результат длительного снижения уровней воды в водохранилище;

II этап:

овраг 1 (1983–1990 гг.) – формирование карстово-эрозионной депрессии ниже дороги в результате очередного цикла высоких уровней воды и их последующего понижения; удлинение воронок за счет карстовых, эрозионных, суффозионно-просадочных процессов; формирование карстово-абразионной ниши в береговом уступе – начало формирования оврага 1;

овраг 2 (2018 г. – н.в.) – удлинение воронок и оврага за счет карстовых, эрозионных, суффозионно-просадочных процессов, активизация процессов карстового растворения при высоких уровнях;

III этап:

овраг 1 (1991–2001 гг.) – активизация карстового процесса в зоне подпора при высоких уровнях воды в 1991–1995 гг., слияние нескольких карстовых воронок в результате резкого падения уровня в 1996 г., формирование и развитие двух оврагов в верхней и нижней части склона под влиянием интенсивных осадков;

IV этап:

овраг 1 (2002–2007 гг.) – слияние двух оврагов после резкого падения уровня в 2003 г. и объединение их в единую карстово-эрозионную форму, ее максимальный прирост за счет взаимодействия карстово-суффозионных и эрозионных процессов; в рельефе на склоне появляются новые карстово-эрозионные понижения по региональной системе тектонических нарушений;

V этап:

овраг 1 (2008–2013 гг.) – активизация карстового процесса при высоких уровнях 2010 г., увеличение объема оврага до уровня 2010 г., далее его очертания остаются стабильными, преобладают гравитационные процессы на боковых склонах, делювиальное заполнение оврага, отмечается небольшая отрицательная динамика, устойчивое состояние оврага.

После высоких уровней 2010 г. в береговом уступе сформировалась карстово-абразионная ниша – вершинный врез оврага 2 (см. **этап I**).

Каждый из выделенных этапов представляет циклическое повторение смены высокого уровня воды в водохранилище, за которым следует его резкое снижение или период низкого положения.

При высоких уровнях происходит активизация карстового процесса в массиве, абразии в береговом уступе, при резком снижении уровня происходит формирование новых и рост уже существующих карстово-суффозионных воронок, формирование карстово-эрозионной депрессии, слияние карстово-эрозионных оврагов. При низких уровнях доминирующая роль переходит к эрозионным процессам.

Основные поверхностные морфологические изменения в этой локальной геосистеме, а именно формирование крупных провалов, слияние оврагов, привязаны к периодам резкого падения уровня воды в водохранилище. В эти моменты происходит взаимодействие всех групп процессов (резкое увеличение фильтрационного потока подземных вод, вынос вещества), что приводит к формированию крупных подземных полостей и поверхностных провалов.

Таким образом, триггером, нарушающим естественный ход развития локальной береговой геосистемы, является изменение уровня воды в водохранилище. Разработанная модель помогает понять, что при регулировании уровня воды в водохранилище следует избегать резких его снижений. Понимание этих выявленных закономерностей и взаимосвязей важно для формирования устойчивого развития прибрежных территорий и может являться основой для принятия решений при управлении локальными береговыми геосистемами.

[1] Печеркин И.А. Геодинамика побережий Камских водохранилищ // Геологические процессы. Пермь, 1969. Ч. II. 308 с.

[2] Братское водохранилище. Инженерная геология территории. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 274 с.

- [3] *Овчинников Г.И., Павлов С.Х., Тржцинский Ю.Б.* Изменение геологической среды в зонах влияния Ангаро-Енисейских водохранилищ. Новосибирск: Наука, 1999. 254 с.
- [4] *Yin Y. et al.* Reservoir-induced landslides and risk control in Three Gorges Project on Yangtze River, China // *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*. 2016. Т. 8, № 5. P. 577–595.
- [5] *Trzhtsinsky Y.B.* Karst processes in the area of Siberian planform // *Proceedings of the IGCP448 Symposium “Human impact and karst ecosystem of Eastern Siberia”*. 2004. P. 66–75.
- [6] *Филиппов В.М., Тржцинский Ю.Б.* Рекомендации по народно-хозяйственному использованию побережий ангарских водохранилищ в зоне развития карста. Иркутск, 1984. 72 с.
- [7] *Филиппов В.М.* Динамика карста зоны влияния ангарских водохранилищ: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1988. 253 с.
- [8] *Козырева Е.А.* Экзогеодинамика крупных природно-технических систем Монголо-Сибирского региона: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2019. 290 с.
- [9] *Максимович Г.А.* Плотность карстовых воронок и устойчивость закарстованных территорий // *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка*. 1961. Вып. 7. С. 118–125.
- [10] *Maзаeva O., Babicheva V., Kozyreva E.* Gully development on large dam reservoir shores: dynamics, interaction, and mechanisms // *Physical Geography*. 2020. V. 41, № 3. P. 195–216.
- [11] *Мазаева О.А., Юрьев А.А., Бабичева В.А.* БПЛА аэрофотосъемка при мониторинговых исследованиях береговых геосистем юга Иркутского амфитеатра // *Геодинамика и тектонофизика*. 2023. Т. 14, № 6. 0734.



АКСОНОКЛИНАЛИ В СТРУКТУРЕ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Е.В. Складков

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

При знакомстве с геологической картой Ольхонского террейна [1] создается впечатление, что его структура характеризуется серией узких круто залегающих пластин, разделенных разрывными нарушениями северо-восточного простирания. При более внимательном анализе карты в сдвиговых пластинах просматриваются фрагменты мезомасштабных складок. К сожалению, на карте отсутствуют элементы залегания толщ, поэтому периклинальные участки замыкания складок не дают информации о типе структур. Однако структурные наблюдения на детальных участках указывают на то, что среди них по стилю погружения шарниров выделяются аксоноклинали, которые характеризуются наклоном шарниров от 60° до субвертикального. Аксоноклинали в районе относятся к наложенным структурам. Считается, что их становление связано с проявлением сдвигового тектогенеза. Описание их практически отсутствует. Цель сообщения – определить их структурную позицию и место в структурно-возрастной шкале региона [2].

Ольхонский террейн представляет собой коллаж субтеррейнов, микротеррейнов и тектонических пластин, сформированный в процессах фронтальной и косой коллизии с Сибирским кратоном. Особенностью района является отсутствие стратиграфической схемы, поэтому при картировании использовались различные плоскостные элементы: метаморфическая полосчатость, сланцеватость, контакты разных литологических пород. Этот прием использовался при составлении геологической карты [1]. Попытка выработки стратиграфической последовательности для картирования была использована Л.Н. Куклем, что отражено в его монографии [3]. С фронтальной коллизией было связано формирование складчато-покровных дислокаций, которые сопровождалось возникновением колчановидных (sheath folds) складок [4]. В последующий деформационный этап в режиме коаксиальной деформации эта ассоциация структур была трансформирована в складки с крутыми осевыми поверхностями и сложным погружением шарниров от пологих до вертикальных. Это явление хорошо восстанавливается при анализе Прибрежной (Будохтинской – по Ю.А. Морозову) антиклинали и сопряженной с ней синклинали.

Изменение динамических условий в развитии коллизии привело к трансформации поля напряжения и к смене фронтальной кинематики на косую. Новые динамические условия были наложены на структурированную систему, что привело к созданию линейной структуры, получившей отображение на геологической карте. До настоящего времени полагают, что все структуры с крутыми шарнирами относились к структурам, сформированным в стадию косой коллизии [5]. В этом сдвиговом поле происходили подвижки по разломам и зонам срыва между тектоническими пластинами. Примером может служить Центральная сдвиговая зона с левосдвиговой кинематикой. В тектонических пластинах возникали незамкнутые складки с крутыми шарнирами, поскольку породы в них имели крутое залегание. По морфологии они соответствуют сигмоидальным кинкбандам и наложены на складки более ранних этапов, имеющих различную степень сжатости. Ярким примером подобной суперпозиции является складчатый ансамбль Намшинур.

Следовательно, среди аксоноклиналичных складок выделяются два типа, которые были сформированы в разных динамических условиях: одни в режиме горизонтального сдвига, а другие в результате ортогонального наложения структур. По времени формирования в структурно-возрастной шкале региона они занимают разную позицию.

[1] Федоровский В.С., Складков Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Котов А.Б., Тевелев А.В. Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия). М.: Проф. Центр Копимастер, 2017.

[2] Мазукабзов А.М., Складков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В. Структурные шкалы Ольхонского составного террейна (Ольхонский полигон, Байкал) // 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. 158–159.
- [3] *Куклей Л.Н.* Докембрий Западного Прибайкалья. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. 187 с.
- [4] *Мазукабзов А.М., Федоровский В.С.* Колчановидные структуры (sheath folds) в коллизионном композите Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (14–18 октября 2015 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. Вып. 13. С. 142–143.
- [5] *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с.



КОНЦЕНТРАЦИЯ ТАЛЛИЯ В БАЗАЛЬТАХ СИБИРСКИХ ТРАППОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕТЕРОГЕННОГО ИСТОЧНИКА ПЛАВЛЕНИЯ

А.Е. Марфин¹, Ш.Т. Радер¹, А.В. Иванов²

¹ Блумингтон, Университет Индианы Блумингтон, marfin1309@gmail.com

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru

Стабильные изотопы тяжелых металлов являются полезным трассером для отслеживания наличия рециклированного вещества в магматическом источнике [1]. Однако многие элементы, представляющие интерес для изотопных исследований, такие как таллий, (Tl) зачастую находятся в низких и ультранизких концентрациях и их точное определение во время рутинного анализа с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICPMS) не всегда возможно. Концентрация и изотопный состав Tl могут дать важную информацию о характеристике магматического источника и выявить в нем рециклированное вещество, даже если оно присутствует в небольших объемах [2]. Связано это с различным содержанием Tl в мантии и в верхней коре: в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB мантия) концентрация Tl ~0.003 г/т [3], а в верхней коре ~0.6–1.0 г/т [4].

Мы проанализировали хорошо охарактеризованный набор образцов базальтов Сибирских траппов из окрестностей г. Норильска [5]. Приблизительно 0.2–0.5 г порошка растворялось в смеси HF-HNO₃ (3:1), и далее происходило выделение Tl методом ионообменной хроматографии согласно [6]. Итоговые концентрации рассчитывались с помощью внешней калибровочной кривой.

Концентрация Tl в базальтах варьируется от 0.004 до 0.5 г/т. Далее приводится информация о концентрации Tl снизу вверх согласно вулканическому разрезу траппов.

Ивакинская и Сыверминская свиты. Высокотитанистые базальты начала разреза демонстрируют высокое содержание Tl по сравнению с MORB, варьирующееся от 0.1 до 0.25 г/т. Учитывая нерадиогенный εNd и незначительно радиогенный Sr [5], повышенное содержание Tl можно отчасти объяснить процессами ассимиляции.

Гудчихинская свита. Содержание Tl составляет в среднем 0.04 г/т, что приблизительно в 10 раз выше, чем содержание в MORB мантии. Такое значительное содержание Tl нельзя объяснить контаминацией верхней корой, так как базальты Гудчихинской свиты характеризуются радиогенным εNd и εHf. Совместно с повышенным Cs/Rb (~0.4) по сравнению с MORB (0.02) это может свидетельствовать о присутствии дополнительного компонента в магматическом источнике.

Туклонская свита. Содержание Tl в среднем составляет 0.02 г/т, и совместно с отрицательным εNd это может указывать на процессы контаминации верхней корой.

Надеждинская свита. Базальты этой свиты демонстрируют среднее содержание Tl около 0.16 г/т и ярко выраженные «коровые» сигнатуры: отрицательные εNd-εHf и радиогенный Sr. Такое значительное увеличение содержания Tl можно объяснить контаминацией верхней корой, предположительно протерозойским гранитным фундаментом кратона.

Моронговская свита. Содержание Tl в базальтах этой свиты около 0.1 г/т, что также значительно выше содержания в базальтах MORB, однако систематика радиогенных изотопов Sr-Nd-Hf [5] не подтверждает контаминацию верхней корой.

Мокулаевская, Хараглахская, Кумгинская и Самоедская свиты. Концентрация Tl в оставшейся части разреза падает и варьируется от 0.01 до 0.05 г/т.

Содержание Tl в базальтах Сибирских траппов выше мантийного значения. Для части разреза (Ивакинская, Сыверминская, Туклонская и Надеждинская свиты) это можно объяснить процессами контаминации, предположительно, протерозойского гранитного фундамента, однако для оставшейся части разреза, особенно для базальтов Гудчихинской свиты, высокие содержания Tl не согласуются с типичными «коровыми» метками. Мы интерпретируем этот факт как присутствие рециклированного компонента (компонентов) в источнике плавления базальтов Сибирских траппов.

- [1] *Li J., Liu Y., Chen S.* Molybdenum isotope evidence for recycled oceanic crust in the mantle sources of continental intraplate mafic lavas, Emeishan Large Igneous Province // *Chemical Geology*. 1993. V. 668. 122347.
- [2] *Williamson N.M., Weis D., Prytulak J.* Thallium isotopic compositions in Hawaiian lavas: evidence for recycled materials on the Kea side of the Hawaiian mantle plume // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2021. V. 22. e2021GC009765.
- [3] *McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chemical geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- [4] *Gaschnig R.M., Rudnick R.L., McDonough W.F., Kaufman A.J., Valley J.W., Hu Z., Gao S., Beck M.L.* Compositional evolution of the upper continental crust through time, as constrained by ancient glacial diamictites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2016. V. 186. P. 316–343.
- [5] *Marfin A.E., Bizimis M., Lightfoot P.C., Yagodzinski G., Ivanov A.V., Brzozowski M., Latyshev A., Radomska T.* Constraints on the source of Siberian Trap magmas from Mo isotope evidence // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2024. V. 375. P. 106–122.
- [6] *Nielsen S.G., Rehkämper M., Baker J., Halliday A.N.* The precise and accurate determination of thallium isotope compositions and concentrations for water samples by MC-ICPMS // *Chemical Geology*. 2004. V. 204. P. 109–124.



ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СТРУКТУР МОНАСТЫРСКОГО РАЗЛОМА (СОЧИ-КРАСНОПОЛЯНСКИЙ СЕКТОР ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Е.И. Махиня¹, С.Ю. Колодяжный¹, М.А. Устинова¹,
Е.А. Шалаева¹, К.И. Данцова¹, Т.В. Романюк²

¹ Москва, Геологический институт РАН, eugenemahinya@yandex.ru

² Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Для строения Сочи-Краснополянского сектора Большого Кавказа (БК) характерно сложное пересечение разрывно-складчатых и надвиговых структур кавказского (ЗСЗ) и транскавказского (ССЗ, субмеридионального, реже – СВ) направлений. Рассматриваемый район расположен на Южном склоне БК, в пределах транскавказской (поперечной) Пшехско-Адлеровской флексурно-разломной зоны (ПА), которая разделяет Центральный и Северо-Западный сегменты БК [4]. Для этой зоны характерна повышенная сейсмическая опасность вследствие высокой концентрации сейсмогенерирующих структур [6].

С севера рассматриваемый сектор южного склона БК ограничен Главным Кавказским разломом (надвигом, сдвига-надвигом?). Южнее расположена серия складчато-надвиговых чешуй, каждая из которых сложена различными структурно-формационными комплексами. В настоящий момент выделены следующие зоны (с севера на юг): Гойтхская антиклинорная зона, сложенная ниже- и среднеюрскими вулканогенно-терригенными толщами [8], Краснополянская зона, сложенная из терригенно-вулканогенных толщ возрастного интервала от аалена (анчхойская свита) до байоса (порфиритовая серия). Залегание толщ в Краснополянской зоне нарушено сериями запрокинутых к югу изоклинальных складок, осложненных крутопадающими взбросами и надвигами южной вергентности. Чвижепсинская зона, сложенная флишоидными толщами палеогена, участвующими в строении Воронцовского покрова, который надвинут к югу на образования Сочи-Адлерской депрессии [6]. В результатах некоторых исследований амплитуда горизонтального перемещения Воронцовского покрова оценена в 10–15 км [1]. Плоскость надвига полого (15–30°) падает на север, иногда залегает горизонтально и даже приобретает южное падение. Неогеновый возраст аллохтона установлен по его надвиганию на олигоцен-миоценовые толщи черноморской серии Сочи-Адлерской депрессии. С востока покров ограничен одной из ветвей ПА, морфологически представленной субмеридиональным поперечным разрывом с левой сдвиговой компонентой.

Сочи-Адлерская депрессия представляет собой ЮВ продолжение Туапсинского прогиба на суше. Она сложена терригенно-карбонатными породами верхнепалеоцен-нижнеэоценовой ахштырской свиты и терригенно-карбонатной олигоцен-миоценовой черноморской серией, разрез которой венчают нерасчлененные мысовидненская-кудепстинская свиты. В субширотном направлении вдоль Сочи-Адлерской депрессии прослежена Ахштырско-Ахунская антиклинальная зона. Ядра ее складок сложены карбонатными породами сеноман-маастрихтской казачебродской свиты [2, 3].

В юго-восточном направлении Чвижепсинская и Краснополянская зоны в виде планарного клина проникают в область распространения структур Гагро-Джавской зоны, при этом образуют узкую горст-антиклиналь Ацху-Кацирха. Эта зона сложена средне- и верхнеюрскими сильно брекчированными карбонатными породами кацирхской (оксфорд – титон) и айбинской (келловей – оксфорд) свит, а в современном рельефе соответствует Кепшинскому хребту [3, 4]. Южное крыло антиклинория нарушено субширотным Монастырским разломом (МР), крутопадающим к СВ. В современной структуре этот разлом представлен в виде сейсмогравитационного уступа и обнаруживает признаки активности в позднем голоцене [6].

К югу от МР в правом борту р. Мзымта в пос. Монастырь и в его окрестностях обнажен флиш, относимый к нерасчлененным мысовидненской-кудепстинским свитам эоцена – олигоцена [3]. Из аргиллитов верхнего и песчаников нижнего элементов одного из флишевых ритмов

были отобраны пробы для микропалеонтологических исследований и изучения зерен детритового циркона (*dZr*) соответственно. Из аргиллитов М.А. Устиновой выявлены комплексы наннофоссилий смешанного состава: кампана – маастрихта, палеоцена – нижнего эоцена, верхнего эоцена – олигоцена, а также олигоцена и миоцена. Состав и характерная степень сохранности наннопланктона позволяет считать, что все комплексы наннофоссилий были переотложены. В результате микропалеонтологического исследования возраст развитого здесь фрагмента флишевого разреза принят как миоценовый.

Из аркозовых песчаников выделены зерна *dZr*. Их U-Th-Pb датирование выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ISP-MS) в ЛХА ЦКП ГИН РАН. Методические приемы выделения *dZr*, подготовки его для изотопного анализа, аналитические процедуры и методические приемы обработки результатов описаны в [5, 7]. Изученные *dZr* показали в целом хорошо сохранный изотопную систему и широкий спектр U-Pb возраста, в котором не выявлено доминирование какой-либо возрастной популяции. В самой молодой группе (140–200 млн лет) зафиксирован яркий пик ≈ 170 млн лет, который соответствует широко проявленному на БК и в Горном Крыму среднеюрскому магматизму. Следующая по возрасту группа состоит из зерен с возрастом в каменноугольно-триасовом диапазоне. В полученном наборе датировок ярко представлен также возрастной интервал 450–750 млн лет. Он интерпретирован авторами как Пери-Гондванский провенанс-сигнал. Кроме того, в полученном нами возрастном наборе в значительном количестве присутствуют протерозойские и единичные архейские датировки. Наличие юрских, каменноугольных и раннепалеозойско-вендских зерен *dZr* может указывать на то, что каналы, по которым происходило перемещение турбидных потоков к основанию континентального склона, прорезали его до его структурного основания, сложенного комплексами киммерийского, герцинского и кадомского структурных этажей.

Миоценовый флиш в окрестностях пос. Монастырь развит в зоне динамического влияния МР. Здесь, во флише проявлены ЮЗ-вергентные складчато-надвиговые нарушения – асимметричные, наклонные и опрокинутые к ЮЗ складки с острыми замками. Амплитуда (А) отдельных складок достигает 3–5 м, длина волны складок (W) – до 10–15 м. В морфологическом отношении складки принадлежат группе переходных между пликативными структурами синусоидального и шевронного типа. Их шарниры полого (5–15°) падают к СЗ, либо залегают горизонтально. Осевые поверхности складок отклонены против часовой стрелки от простирания МР на угол 15–20°, что указывает на присутствие правосдвиговой составляющей перемещений вдоль этого разлома. Зеркало каскада складок полого наклонено к МР, на удалении от которого складки становятся менее сжатыми и на расстоянии ≈ 1 км к ЮЗ от этого нарушения постепенно затухают и залегание флиша приобретает моноклиальный характер. Выше, в рассматриваемых обнажениях в районе пос. Монастырь пликативные деформации миоценового флиша срезаны серией малоамплитудных пологих и крутых надвигов с СВ падением сместителей, парагенетически связанных с МР. Эти надвиги разделяют дисгармоничные тектонические пакеты, для которых характерны индивидуальные особенности складчатой структуры.

Помимо отмеченных нарушений, в «монастырских» обнажениях выявлены фрагменты ныряющих складок, складок-надвигов, а также структуры типа «замок в замке», свидетельствующие о полистадийности деформаций. На основании микроструктурного анализа, проведенного в ориентированных шлифах, выявлены некоторые закономерности формирования и пространственного положения сланцеватости, кливажа и различных видов линейности, характеризующих кинематическую ситуацию в зоне динамического влияния МР.

Результаты выполненных микропалеонтологических, изотопно-геохронологических и структурно-кинематических исследований флишевых образований, развитых на правом берегу р. Мзымта в пос. Монастырь и в его окрестностях, дают основания для следующих выводов:

- (1) возраст флиша – не древнее миоцена;
- (2) обломочный материал, слагающий нижние элементы ритмов во флише принесен со стороны БК;
- (3) деформации во флише связаны с зоной динамического влияния МР;
- (4) к моменту проявления деформаций породы флишевого разреза испытали метагенетические преобразования;
- (5) МР, ограничивающий с севера поля распространения этого флиша, – правосторонний сдвиг-взброс;
- (6) возраст МР и сопряженных с ним деформаций не древнее конца миоцена;
- (7) МР, вероятно, парагенетически связан с формированием Воронцовского покрова и сохраняет свою активность, по-видимому, вплоть до новейшего этапа.

- [1] *Борукаев Ч.Б., Буртман В.С.* Тектонические окна в Воронцовском покрове // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1964. № 5. С. 112–118.
- [2] *Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др.* Геологическая карта РФ. Серия Кавказская. Масштаб 1:200 000. Лист К-37-IV (Сочи): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 135 с.
- [3] *Лаврищев В.А., Шейков А.А., Андреев В.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Скифская. Масштаб 1:1 000 000. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 431 с.
- [4] *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 378 с.
- [5] *Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др.* Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
- [6] *Овсяченко А.Н., Хилько А.В., Шварев С.В. и др.* Комплексные геолого-геофизические исследования активных разломов в Сочи–Краснополяном районе // Физика Земли. 2013. № 6. С. 116–138.
- [7] *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др.* Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TetragoneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 1. С. 1–37.
- [8] *Шолто В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.



ЭПГ В БАЗАЛЬТОИДАХ ДАУРО-ХЭНТЕЙСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Я. Медведев, А.А. Каримов, В.А. Беляев

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

Исследование элементов платиновой группы (ЭПГ) помогает строить геодинамические модели и определять источники вещества магматических комплексов. Наибольшее количество работ по изучению поведения данных элементов посвящено рудоносным комплексам. Однако в последние годы опубликованы сведения о концентрации и поведении ЭПГ в ультраосновных и основных безрудных вулканитах крупнейших изверженных провинций, Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты [1, 2].

Одним из регионов с широким развитием основного вулканизма является Южное Забайкалье. Здесь, в пределах Дауро-Хэнтейского хребта, распространены небольшие по площади и мощности покровы и потоки в верховьях рек Чикой и Чикокон. Нами изучено три объекта: покров вершины Бороздинского гольца и небольшие потоки устьев рек Харчевка и Жарничиха. Все исследованные породы относятся к базанитам. В них часто встречаются мантийные ксенолиты. Для изучения были выбраны образцы без видимых ксенолитов. Породы высокомагнезиальные и низкокремнистые. Это вызвано наличием в вулканитах ксенокристов оливина. Исследован вещественный состав вулканитов, минералогия и изотопия. Определен абсолютный возраст пород и рассмотрен состав родоначального расплава [3, 4]. До настоящего времени поведение ЭПГ в этих вулканитах не изучалось.

Изучено поведение и определено содержание элементов платиновой группы в базанитах Дауро-Хэнтейского хребта (Южное Забайкалье). Содержания элементов платиновой группы (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Os) определяли методом ИСП-МС на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT-2 (Finnigan MAT) с использованием открытого кислотного разложения и отделением матричных элементов на катионите КУ-2-8, по [5].

Содержание ЭПГ в изученных образцах довольно сильно различается, от 20 до 40 мкг/т. Отмечена невысокая степень фракционирования ($Pd/Ir=0.21-4.10$). Наблюдается обогащение Pt и Pd относительно Os, Ru, Ir и Rh. Для платиноидов не замечена значимая зависимость ни от содержания петрогенных, ни от содержания редких элементов. Все ЭПГ не входят в кристаллическую решетку породообразующих минералов. Повышенные концентрации платиноидов отмечены в сульфидах как включения интерметаллидов либо в хромитах изоморфно (Os, Ir, Ru). Коэффициенты распределения ЭПГ между сульфидным и силикатным расплавом составляют 10^5-10^6 . Таким образом, распределение платиноидов в магмах контролируется содержанием их в сульфидах. В изученных породах содержание серы находится на уровне предела обнаружения, сульфидов не обнаружено и ЭПГ рассеивается в силикатном расплаве. Платиноиды могут накапливаться в окисно-рудных фазах, таких как хромит и магнетит. Коэффициенты распределения в паре минерал-расплав выше для Pt (3.0 для магнетита и 3.3 для хромита), чем для Pd (1.1 и 1.6, соответственно). Этим можно объяснить более высокие содержания платины (16–40 мкг/т) относительно палладия (0.10–0.87 мкг/т).

Наименьшая концентрация ЭПГ отмечена в N-MORB, а наибольшая – в породах OIB. При этом содержание платиноидов в толеитах OIB несколько выше [6], чем в щелочных базальтах океанических островов [7]. Базальты IAB занимают промежуточное место [8].

Полученные нами результаты показывают, что количество ЭПГ в исследованных породах несколько выше кларков для основных пород [9]. Спектр распределения платиноидов изученных базанитов сопоставим с породами OIB и породами крупных изверженных провинций: толеитовыми базальтами Сибирской платформы и базальтоидами Западно-Сибирской плиты [1, 2]. Особенно близко содержание ЭПГ к таковым в щелочных базальтах Гавайских островов [7]. Для базальтов Гавайских островов показана их связь с Гавайским плюмом [9, 10]. Также предпола-

гается влияние вещества плюма на содержание платиноидов при формировании базальтов Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в области головки плюма [1, 2]. Полученные нами данные по поведению и распределению платиноидов позволяют утверждать, что формирование базанитовых расплавов происходило при воздействии плюмового вещества.

Исследование проведено в рамках государственного задания по проекту № 0350-2019-0008 с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

- [1] *Изох А.Э., Медведев А.Я., Федосеев Г.С., Поляков Г.В., Николаева И.В., Палесский С.В.* Распределение элементов платиновой группы в пермотриасовых базальтах Сибирской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 1028–1042. doi:10.15372/GiG20160512.
- [2] *Медведев А.Я.* Элементы платиновой группы в пермотриасовых вулканитах Западной Сибири (первые данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 7. С. 867–875.
- [3] *Медведев А.Я., Горнова М.А., Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А., Иванов А.В., Демонтерова Е.А.* Минералогия, геохимия и Sr-Nd-Pb изотопная систематика позднекайнозойских базанитов Бороздинского гольца (хребет Хэнтей, Южное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 8. С. 1031–1054.
- [4] *Медведев А.Я., Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А.* Минералогические и изотопно-геохимические особенности базанитов реки Жарничиха (Южное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 1, С. 53–71.
- [5] *Меньшиков В.И., Власова В.Н., Ложкин В.И., Сокольникова Ю.В.* Определение элементов платиновой группы в горных породах методом ИСП-МС с внешней градуировкой после отделения матричных элементов на катионите КУ-2-8 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20, № 3. С. 190–201.
- [6] *Ireland T.J., Walker R.J., Garcia M.O.* Highly siderophile element and 187Os isotope systematics of Hawaiian picrites: Implications for parental melt composition and source heterogeneity // Chemical Geology. 2009. V. 260. P. 112–128.
- [7] *Day J.M.D., Pearson D.G., Macpherson C.G., Lowry D., Carracedo J.C.* Evidence for distinct proportions of subducted oceanic crust and lithosphere in HIMU-type mantle beneath El Hierro and La Palma, Canary Islands // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. V. 74. P. 6565–6589.
- [8] *Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В.* Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) в островодужных базальтах Камчатки // Доклады РАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 92–96.
- [9] *Day J.M.D.* Hotspot volcanism and highly siderophile elements // Chemical Geology. 2013. V. 341. P. 50–74.
- [10] *Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K., Hauff F., Garbe-Schönberg D.* Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // Geology. 2008. V. 36. P. 903–906.



ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ПРИЛОЖЕНИИ К ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫМ РЕКОНСТРУКЦИЯМ В АБСОЛЮТНЫХ КООРДИНАТАХ

Д.В. Метелкин, В.В. Абашев, А.А. Елисеев, Е.В. Виноградов, М.Е. Лузан

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

Палеомагнитный метод уже давно и прочно зарекомендовал себя в качестве действенного инструмента реконструкции тектонической истории Земли. Его главным преимуществом является возможность количественной оценки пространственно-временных взаимоотношений блоков земной коры и, соответственно, возможность восстановления их скоростных характеристик, длительности множества геологических событий и прочих параметров эволюции различных палеогеодинамических систем. Так, накопленный сегодня объем палеомагнитных данных позволяет в общих чертах охарактеризовать палеогеографию и дрейф большинства крупных и средних литосферных плит, прежде всего кратонов, а на основе сравнения временных рядов (траекторий кажущегося перемещения) палеомагнитных полюсов перейти к восстановлению их взаимного расположения, реконструкции сбора и распада суперконтинентов и мн. др. Однако, несмотря на очевидные преимущества при интерпретации фактического набора палеомагнитных данных, остается целый ряд неоднозначных решений, поэтому назвать реконструкции, основанные на палеомагнитных данных, полностью свободными от искусства интерпретатора, безусловно, нельзя [1].

Одной из таких проблем является долготная неопределенность. Если географическая широта реконструируемого тектонического блока в прошлом на основе качественных палеомагнитных данных может быть восстановлена с точностью до первых градусов, то зафиксировать палеодолготу невозможно. Это связано с наблюдаемой структурой магнитного поля Земли. Достоверно установлено, что при осреднении главных векторных характеристик за интервал времени $>10^5$ лет (вековые вариации) конфигурация геомагнитного поля отвечает модели центрального осевого диполя (ЦОД), когда географические и магнитные полюсы/широты совпадают. Для определения палеодолготы необходима дополнительная фиксированная точка отсчета. В качестве такого репера часто используются квазистационарные координаты горячих точек, отражением эволюции которых является плюмовый магматизм и формирование крупных изверженных провинций (LIP). Достоверно восстановить траектории движения плиты по следам мантийных плюмов одной и той же условно фиксированной горячей точки удается до времен ~ 100 млн лет назад [2]. В частности, наши палеомагнитные данные по траппам арх. Земля Франца-Иосифа доказывают, что формирование этого магматического ареала, ныне обособленного от смежных плюмовых проявлений некогда единой провинции Высокоширотной Арктики (HALIP), связано с Исландским плюмом. Его источник сохранял свое относительно стационарное положение на уровне ядро – мантия минимум 125 млн лет [3]. Соответственно, это позволяет перейти к реконструкции эволюции Северного Ледовитого океана и его континентальных окраин в абсолютных координатах, т.е. не только по широте, но и по долготе.

Указанный прием не является новым и уже неоднократно применялся при палеотектонических построениях. Так, в работе [4] с использованием палеомагнитных данных авторы обосновывают принципиальную возможность трассировать след Исландской горячей точки минимум до 250 млн лет назад, связав с ней плюмовый магматизм Сибирской LIP. Опираясь на эти предположения, можно не только исключить формальную неопределенность при реконструкции континентальных структур Сибири в мезозое, но и в первом приближении оценить их палеогеографию с учетом палеодолготы в позднем палеозое. Авторский вклад в решение этого вопроса связан с пересмотром и уточнением корреляции трапповых разрезов

Сибирской ЛП, доказательством краткости (первые млн лет) магматизма и оценкой интенсивности геомагнитного поля [5, 6]. Последнее весьма важно, поскольку палеонапряженность является одним из немногих измеряемых параметров, описывающих состояния геодинамо. В частности, подмечено, что накануне периодов активизации плюмов частота инверсий геомагнитного поля возрастает, вследствие чего его интенсивность резко падает [7].

Такой механизм, с нашей точки зрения, может быть положен в основу объяснения раннедевонского и вендского геомагнитных феноменов. Эти интервалы геологического времени давно и справедливо считаются трудными в аспекте интерпретации палеомагнитных данных. Суть проблемы заключается в том, что палеомагнитные направления, зафиксированные в породах этого возраста, указывают на наличие сразу нескольких полюсов (центров намагничивания) или вовсе имеют псевдохаотическое распределение, никак не вписывающееся в стандартную модель ЦОД. Для объяснения такого аномального распределения палеомагнитных векторов предлагаются самые разные гипотезы – от простого перемагничивания до крайне быстрого истинного смещения геомагнитного полюса или резкого увеличения скорости дрейфа литосферных плит [8]. Согласно нашим представлениям, основанным на детальном анализе палеомагнитных данных для территории Сибири, псевдохаотическое распределение палеомагнитных векторов в действительности отражает эффект сложения быстро меняющейся по интенсивности дипольной компоненты и относительно постоянного поля мировых магнитных аномалий (ММА). При этом определяющий вклад ММА в суммарное геомагнитное поле возможен только в случае экстремального падения величины его главной дипольной составляющей, что подтверждается фактическими оценками палеонапряженности [9, 10]. Поскольку в изученных магматических породах, в силу термоостаточного механизма намагничивания, фиксируется мгновенная структура магнитного поля, в эпизоды резкого падения магнитного диполя мы фактически видим запись поля ММА. Соответственно, быстрые чередования ультракратких эпизодов преобладающего нормального и аномалийного поля обеспечивают наблюдаемое сложное распределение палеомагнитных векторов.

Выполненные на такой теоретической базе палеотектонические построения для венда Сибири, в частности по тас-юряхскому комплексу базитов Оленекского поднятия, формирование которого связывают с режимом плюм-литосферного взаимодействия, показывают, что в палеомагнитной записи наряду с полем ЦОД обособливается компонента, отвечающая центру Антарктической ММА. А после корректировки координат палеомагнитного полюса на эту аномалию фактическое положение Оленекского поднятия совпадает с Мадагаскарской горячей точкой [10].

Вряд ли случайные совпадения установленных палеомагнитных направлений с положением современных ММА отмечаются для ранне- и среднедевонских базитов Минусинского прогиба. Этот интервал геологического времени также характеризуется доминирующим режимом растяжения и повсеместным формированием внутриконтинентальных грабен-рифтовых систем, очевидно связанных с плюм-тектоникой. Хотя характер распределения установленных палеомагнитных векторов существенно более сложный по сравнению с вендским полем, в качестве основного источника искажения палеомагнитной записи в Сибирских разрезах может быть Бразильская ММА. Именно с ней наилучшим образом совпадают предполагаемые аномалийные палеополюсы при условии долготной корректировки положения Сибирского кратона в область Центральной Атлантики, так что территория Минусинского прогиба находится над ЛП северо-западной окраины Африки.

Таким образом, выдвигается гипотеза фиксированных ММА, которые наряду с горячими точками могут выступать в качестве репера при палеотектонических реконструкциях в абсолютных координатах. Согласно нашим построениям Сибирский континент в течение длительного интервала времени – от терминального докембрия до мезозоя – находился в области влияния Африканского (Tuzo) горячего поля мантии, смещаясь в северном направлении от координат о. Мадагаскар, через атлантическое побережье Африканского континента до современной Исландии. При этом периодические проявления плюмового магматизма на территории Сибири совпадают с расположением известных горячих точек, что также заставляет предполагать их относительно стационарное положение в течение гораздо более длительного, чем считалось ранее, интервала времени, минимум в течение последних 550 млн лет.

Работа согласована с планами НИР по проектам Минобрнауки РФ (FSUS–2020–0039 и FWZZ–2022–0001).

[1] Метелкин Д.В., Казанский А.Ю. Геотектоника и геодинамика: основы магнитотектоники: учебное пособие для вузов. М.: Изд-во Юрайт, 2018. 126 с.

- [2] Wang S., Yu H., Zhang Q., Zhao Y. Absolute plate motions relative to deep mantle plumes // *Earth Planetary Science Letters*. 2018. V. 490. P. 88–99.
- [3] Метелкин Д.В., Абашев В.В., Верниковский В.А., Михальцов Н.Э. Палеомагнитное обоснование стационарности Исландского плюма и его раннемелового проявления в Высокоширотной Арктике // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 501, № 2. С. 139–144.
- [4] Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Абсолютные палеогеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // *Доклады РАН*. 2011. Т. 437, № 1. С. 68–73.
- [5] Елисеев А.А., Метелкин Д.В., Абашев В.В., Михальцов Н.Э., Виноградов Е.В., Брагин В.Ю. Палеомагнетизм абинской серии Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) в связи с проблемой формирования Сибирской крупной магматической провинции на рубеже перми и триаса // *Геология и геофизика*. 2024. Т. 65, № 4. С. 533–551.
- [6] Метелкин Д.В., Елисеев А.А., Щербакова В.В., Михальцов Н.Э., Жидков Г.В., Абашев В.В. Напряженность магнитного поля Земли на рубеже перми – триаса: к вопросу о мезозойском низком диполе // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2024 (в печати).
- [7] Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Василевский А.Н. Характерные свойства магнитного и гравитационного полей Земли, взаимосвязанные с глобальной и региональной тектоникой // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62, № 1. С. 10–30.
- [8] Domeier M., Robert B., Meert J.G., Kulakov E.V., McCausland P.J.A., Trindade R.I.F., Torsvik T.H. The enduring Ediacaran paleomagnetic enigma // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 242. 104444.
- [9] Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Veselovskiy R.V., Shatsillo A.V., Hawkins L.M.A., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V. Was the Devonian geomagnetic field dipolar or multipolar? Palaeointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia. // *Geophysical Journal International*. 2017. V. 209. P. 1265–1286.
- [10] Метелкин Д.В., Виноградов Е.В., Щербакова В.В., Верниковский В.А., Захаров С.М., Наговицын К.Е. К проблеме палеогеографических реконструкций и структуры геомагнитного поля на границе докембрия – палеозоя на примере новых палеомагнитных данных по Оленекскому поднятию (Сибирский кратон) // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 506, № 2. С. 135–141.



ЭПГ-Cu-Ni ОРУДЕНЕНИЕ АЛХАДЫРСКОГО ТЕРРЕЙНА: ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА, ПЕРСПЕКТИВЫ

А.С. Мехоношин, Т.Б. Колотилина

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

На юге Сибири, в докембрийских структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления, располагаются многочисленные массивы ультраосновных и основных пород, которые содержат сульфидные ЭПГ-Cu-Ni месторождения и рудопроявления (Желос, Токты-Ой, Тартайский, Огнитский, Малозадойский, Онгурены и др.) [1–3]. Изучение минералогических и геохимических особенностей этих месторождений, определение последовательностей образования минеральных ассоциаций имеют важное значение как для выявления генезиса руд, так и для разработки их поисковых критериев.

Минералы элементов платиновой группы разнообразны по составу: во всех массивах встречается сперрилит, сульфоарсениды Pt, Ir и Rh (холингворти, ирансит), висмутотеллуриды Pd и Pt (соболевскит, майчененит, меренскит), диарсениды Os и Ir (омейит и андуоит) [4–6]. Все палладиевые минералы и золотосеребряные сплавы образованы на заключительной стадии развития рудоформирующей системы.

В целом, рудная минерализация отличается высокой концентрацией тугоплавких платиноидов, которые накапливаются в омейите и твердых растворах холингвортит-ирансита. Это свидетельствует о том, что исходный расплав был сформирован в условиях высокой степени плавления мантийного субстрата. Повышенная активность мышьяка в рудообразующей системе способствовала образованию арсенидов и сульфоарсенидов элементов платиновой группы. Все минералы платиновой группы имеют магматическое происхождение и сформировались в процессе эволюции сульфидного расплава.

Сравнивая разновозрастные месторождения и рудопроявления ЭПГ-Cu-Ni, связанные с основным и ультраосновным магматизмом, можно отметить, что при схожем минеральном составе сульфидных руд в первых доминирует пентландит, а во вторых – пирротин. Руды из месторождений Восточно-Саянской провинции, несмотря на умеренные концентрации никеля, отличаются высоким уровнем содержания ЭПГ. Эти различия, вероятно, обусловлены двумя факторами: разным составом первичных магм и сульфидной жидкости; зональным распределением различных типов оруденения относительно центров крупных изверженных провинций [7, 8].

Высокие содержания Ni, Cu, Co, Cr, V, ЭПГ в пикритовых магмах обусловлены обогащенностью этими элементами магмогенерирующих мантийных субстратов, что связывается с глубинными мантийными процессами, зарождающимися на границе ядро – мантия [7]. Все мантийные магмы высоких степеней плавления могут быть потенциально никеленосными, но что касается продуктивности на элементы платиновой группы, то их формирование невозможно без участия глубинных мантийных плюмов [9–11]. В последние годы установлена связь этих ЭПГ-Cu-Ni месторождений и рудопроявлений с докембрийскими крупными изверженными провинциями [4, 12].

К настоящему времени ясно, что оруденение, связанное с проявлениями плюмового магматизма, размещается в виде ареалов и очагов [4, 7]. При этом четко прослеживается зональное распределение различных типов руд относительно центров крупных изверженных провинций (КИП). Крупные и уникальные месторождения ЭПГ-Ni-Cu располагаются в центральных зонах этих провинций. Однако, в отличие от фанерозойских КИП, для протерозойских связь между оруденением и магматизмом можно установить только с помощью палеогеодинамических реконструкций.

Исследования проведены в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0284-2021-0006.

[1] Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской

- металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 11. С. 1689–1704.
- [2] Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю., Колотилина Т.Б., Вишневский А.В., Бенедюк Ю.П. Платинометальная минерализация дунит-верлитовых массивов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений. 2013. № 3. С. 189–202.
- [3] Подлипский М.Ю., Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Вишневский А.В., Поляков Г.В. Минералого-геохимические особенности Тартайского массива. Восточно-Сибирская металлогеническая провинция // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 3. С. 195–220.
- [4] Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седрелунд У., Гамильтон М.А. Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 1043–1057.
- [5] Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Павлова Л.А. Первая находка минералов ЭПГ в сульфидных рудах ультрабазитов Ийско-Кукшерского прогиба // Доклады РАН. 2008. Т. 419, № 3. С. 384–386.
- [6] Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Распределение элементов платиновой группы в сульфидных рудах ультрабазитовых массивов центральной части Восточного Саяна (юг Сибири. Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 1. С. 23–40.
- [7] Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.
- [8] Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермско-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
- [9] Maier W.D. Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria // Journal of African Earth Sciences. 2005. V. 41. P. 165–191.
- [10] Naldrett A.J. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 669–688.
- [11] Ernst R.E., Jowitt S.M. Large Igneous Provinces (LIPs) and metallogeny // The Society of Economic Geologists Special Publication. 2013. V. 17. P. 17–51.
- [12] Gladkochub D. P., Donskaya T.B. Pisarevsky S.A., Kotov A.B., Salnikova E.B., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Stepanova A.V. Konstantinov K.M. Mesoproterozoic (ca. 1.26 Ga) Srednecheremshansk mafic – ultramafic intrusion in the southern Siberia: Signature of the Mackenzie event in Siberia // Precambrian Research. 2023. V. 390. 107038.



СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО УДИНО-ВИТИМСКОГО ПАЛЕОБАСЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

О.Р. Минина¹, И.В. Викентьев², И.Д. Соболев², В.С. Ланцева¹

¹ Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, minina@ginst.ru

² Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, viken@igem.ru

Обоснование тектоноседиментологических моделей, описывающих условия заложения бассейна и последующего заполнения его разнофациальными комплексами осадков, является важнейшим элементом палеотектонических реконструкций, и литологические индикаторы геодинамических режимов при этом играют важную роль [2]. В современной структуре фрагменты палеобассейнов представлены структурно-формационными комплексами, отражающими палеоседиментационную картину палеобассейна. Особенности комплексов позволяют реконструировать контролирующие их геодинамические обстановки [2].

В центральной и восточной части Западного Забайкалья выделен крупный позднепалеозойский Витимский палеобассейн и определена его геодинамическая природа [3, 6 и др.]. Основанием для реконструкций стали новые данные о возрасте, вещественном составе, фациальной и формационной принадлежности стратифицированных комплексов Удино-Витимской, Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской структурно-формационных зон (СФЗ) Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС) [3, 6 и др.].

Удино-Витимская СФЗ является наиболее важной в понимании истории эволюции БВСС [1, 3, 4, 6]. Зона имеет ярусное строение, обусловленное последовательным наложением разновозрастных структурно-формационных комплексов, разделенных четкими поверхностями структурных несогласий. Каледонский (С-О₂), раннегерцинский (S₂?–C₁) и позднегерцинский (C₂–P₁) комплексы отвечают трем этапам в развитии зоны [3, 6 и др.].

Особый интерес и дискуссии вызывает геодинамическая эволюция Удино-Витимской зоны на раннегерцинском этапе. Раннегерцинский структурно-формационный комплекс зоны формировался на каледонском складчатом основании. В его строении принимают участие карбонатно-терригенные озернинская толща (D₁₋₂) и иташинская (D_{3fs}) свита, терригенная химгильдинская (D_{3fm2}) свита, карбонатно-терригенно-вулканогенная еравнинская серия в составе ульзутуйской (D_{3fm3}–C_{1t}) и кыджимитской (C_{1v-s kd}) толщ [4]. Все толщи были выделены из состава олдындинской свиты и охарактеризованы комплексами остатков фауны и флоры (конодонты, брахиоподы, криноидеи, тентакулиты, водоросли, мшанки, цефалоподы, строматопоридеи, кораллы, проптеридофиты, миоспоры) [3, 6 и др.]. Раннегерцинский комплекс состоит из двух стратиграфических уровней. К нижнему уровню (D₁–D_{3f}) отнесены озернинская толща и иташинская свита, к верхнему (D_{3fm2}–C_{1v}) – химгильдинская свита, ульзутуйская и кыджимитская толщи еравнинской серии [4, 5].

Основанием разреза раннегерцинского комплекса является карбонатно-терригенная озернинская толща (D₁₋₂) общей мощностью более 1300 м. Толща трансгрессивно налегает на нижнепалеозойские вулканиты олдындинской свиты (529 млн лет) и гранодиориты кыджимитского комплекса (471 млн лет) [3, 6 и др.]. Сложена аркозовыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями и линзами полимиктовых конгломератов и гравелитов, в верхней части – переслаивающимися кремнисто-углисто-глинистыми аргиллитами, известняками, алевролитами и песчаниками. Толща датирована ранним – поздним (ранний фран) девоном [3 и др.]. Иташинская свита (D_{3f}) (мощность около 900 м) представлена переслаиванием тонкослоистых микритовых и органогенно-обломочных известняков, известковистых песчаников и алевролитов с прослоями вишневых железисто-карбонатных аргиллитов. Возраст свиты определен как позднедевонский, франский. Озернинская толща и иташинская свита представлены фациальным набором терригенного морского линейного побережья, включают морские терригенные, карбонатно-терриген-

ные мелководные и карбонатно-кремнисто-алевролитовые, более глубоководные породы. Озернинская толща отнесена к сланцево-известняковой формации, терригенная исташинская свита – к песчано-алевролитовой формации [4]. Осадконакопление озернинской толщи и исташинской свиты происходило в обстановках открытого шельфового морского бассейна со значительным привнесом терригенного компонента. Ископаемые остатки, представленные типично морскими организмами (мшанки, конодонты, водоросли, кораллы, строматопороидеи, цефалоподы), свидетельствуют о морских условиях ее седиментации, нормальной солености вод и их достаточно высокой температуре (водоросли, кораллы, строматопороидеи, цефалоподы).

Верхний уровень. Химгильдинская свита (D3fm2), мощностью более 1600 м, сложена полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов и конгломератов, в верхней части – переслаиванием полимиктовых песчаников с прослоями песчаных известняков и кремнисто-карбонатных, глинисто-карбонатных алевролитов. Свита имеет позднедевонский, фаменский возраст. Ульзутуйская толща (D3fm3–C1t) сложена пестроцветными турбидитами и тефротурбидитами, представлена чередованием алевритистых и детритовых известняков, полимиктовых песчаников, туфотерригенных пород, известковистых туффитов с мало мощными прослоями витрокластических и кристаллокластических туфов. Характеризуется обилием крупных олистолитов, линз разнообломочных конглобрекций, сложенных нижнекембрийскими биогермными известняками, андезитами и риолитами [3, 5, 6]. Время накопления ульзутуйской толщи ограничивается поздним фаменом – ранним турне. Ее мощность 450–900 м. Кыджимитская толща (C1v) представлена серо-зеленоцветными тефротурбидитами – ритмоидным чередованием вулканомиктовых песчаников, алевролитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туффитов, литических и пепловых туфов кислого и смешанного состава. Включает линзы пелитоморфных и биокластово-литокластических известняков и тела умеренно- и высококальциевых базальтов, диабазов и дацитов. Мощность толщи не менее 1500 м. Толща имеет раннекаменноугольный, турнейско-визейский возраст [5]. Совместное нахождение фрагментов разновозрастной фауны (археоциаты, трилобиты, хиолиты и др.) в органогенно-обломочных известняках можно связать с их переотложением при перемыве отложений соответствующего возраста. Ульзутуйская и кыджимитская толщи, связанные взаимопереходами, объединены в составе еравнинской серии мощностью не менее 2000 м. Еравнинская серия представлена комплексом фаций углубляющегося шельфа, склоновых с олистостромами и фациями подводных конусов выноса дистальной зоны вулканизма. Ведущими литологическими типами пород серии являются тефротурбидиты. Формирование тефротурбидитов происходило в углубляющемся бассейне при активизации эксплозивной и вулканической деятельности и в относительной близости к центрам извержений. Вулканогенные породы серии связаны с подводными излияниями и эксплозиями [5]. Среди эффузивных фаций выделяются лавовые покровы, представляющие собой подводные части склона вулканического конуса. Пирокластические фации близки к туфовым фациям удаленной и промежуточной зон подводного вулканизма. В латеральном направлении наблюдается быстрая и четкая смена фаций: шельфовые, склоновые с комплексами грубообломочных микстит-олистостромовых образований, далее более глубоководные. В целом, серия представлена граувакковыми породами, со значительным объемом туфов кислого и среднего состава, тефротурбидитов, вулканитов, с которыми пространственно, генетически и по времени образования связаны микститовые комплексы.

На начальных этапах эволюции Удино-Витимского палеобассейна в раннем (эмс)–среднем (живет) девоне отложения формировались в условиях шельфового мелководья, при активной гидродинамике (озернинская толща и исташинская свита). Существенно аркозная специализация, колебания мощности свидетельствуют о том, что породы накапливались на сложном складчатом основании, в составе которого значительную роль играли нижнепалеозойские вулканиты и гранитоиды. С франского века началось медленное прогибание бассейна, седиментация происходила уже в относительно более спокойных тектонических условиях, участками с застойным гидрогеологическим режимом. В наиболее погруженных частях шельфа накапливались известковистые и кремнистые илы, тонкозернистые терригенные и карбонатные осадки. На участках с застойным гидрогеологическим режимом формировались известковистые и кремнистые углистые алевролиты и аргиллиты. С северо-востока (современные координаты) к палеобассейну примыкала крупная аллювиально-дельтовая равнина. Шельфовые условия сохранялись до начала фаменского века позднего девона. В позднем девоне – раннем карбоне отложения формировались в морских условиях открытого углубляющегося бассейна, примыкающего к зоне вулканизма [5, 6]. В нем пирокластический материал смешивался с известковистым, кремнистым, биогенным и продуктами эксгаляций. С потоками обломочного материала на границе

шельфа переносились органические остатки, экзотические обломки, крупные глыбы, содержащие разновозрастную фауну. Вулканогенные породы связаны с подводными излияниями. Накопление микститов происходило при интенсивном разрушении фронта аллохтонной массы, формировавшейся в результате активизации тектонических движений, начавшейся в конце позднего девона и завершившейся на границе раннего – среднего карбона.

По данным авторов, именно с еравнинской серией связаны колчеданно-полиметаллические руды Озерного, Ультзутуйского, Назаровского и Светкинского месторождений. Формирование руд было связано с процессами осадконакопления и вулканической деятельности в позднедевонско-раннекаменноугольное время, с последующей регенерацией сингенетических сульфидных скоплений гидротермальными растворами и метаморфическим преобразованием руд [1, 4, 5].

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 22-17-00106.

- [1] Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р., Спирина А.В., Дамдинова Л.Б. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS–SEDEX–MV-тип – пример гигантского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65, № 3. С. 201–236.
- [2] Литогеодинамика и минерация осадочных бассейнов / Ред. А.Д. Щеглов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
- [3] Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- [4] Минина О.Р., Гордиенко И.В., Дамдинов Б.Б., Скрипников В.С., Ташлыков В.С., Гонегер Т.А., Ланцева В.С., Хубанов В.Б. Новые данные о возрасте рудовмещающих толщ Озерного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 3. С. 1–16.
- [5] Минина О.Р., Ланцева В.С., Соболев И.Д., Викентьев И.В. Состав, возраст и обстановки седиментации рудовмещающей еравнинской серии Удино-Витимской зоны (Западное Забайкалье, Россия) // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 1. С. 27–46.
- [6] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.



ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ В АРКТИКЕ

Н.В. Мисюркеева, И.В. Буддо, И.А. Шелохов

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mnv@crust.irk.ru, biv@crust.irk.ru, sia@crust.irk.ru
Салехард, Научный центр изучения Арктики

Трудноизвлекаемые (ТрИЗ) запасы нефти и газа – это запасы, которые находятся в пластах-коллекторах с низкими фильтрационно-емкостными свойствами. Трудноизвлекаемыми являются также углеводороды с определенными физическими характеристиками. На текущий момент в Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых принята следующая классификация ТрИЗ: 1) высоковязкие нефти (более 200 сПз); 2) низкопроницаемые коллекторы (менее 2 мД); 3) подгазовая зона и нефтяные оторочки; 4) истощенные запасы; 5) нетрадиционные коллекторы; 6) месторождения с удаленной инфраструктурой.

К нетрадиционным запасам газа относят метан угольных пластов, сланцевый газ и газовые гидраты, представляющие собой кристаллические твердые соединения, образующиеся при определенных термобарических условиях из воды и газа. На севере Западной Сибири при бурении верхней части разреза отмечаются газопроявления из мерзлой толщи пород. Выбросы газа зачастую отличаются высокой интенсивностью и большими дебитами, близкими к промышленным. Подобные явления связываются с природными газовыми гидратами.

Длительное охлаждение разреза Арктических регионов с образованием многолетнемерзлых пород (ММП) способствовало формированию необходимых условий для гидратообразования. По данным В.А. Друшиц и др. [1], для крупных скоплений клатратов газа наличие ММП необходимое, но недостаточное условие. Там, где нет определенных термобарических условий, достаточного количества газа, воды, отложений с хорошими коллекторскими свойствами, активной системы тектонических нарушений, клатраты газа не образуются.

Эпохи промерзания, свойства и температура ММП, термобарические, геохимические и геологические условия в пределах формирующейся криолитозоны способствовали многообразию условий залегания газовых гидратов. Они могут находиться как под мерзлыми толщами при низких положительных температурах (подмерзлотные газогидраты), так и внутри мерзлых толщ при отрицательных температурах (внутримерзлотные газогидраты) [2].

По данным А.Е. Воробьева и др. [3], мощность газогидратных залежей определяется общей газогенерационной обстановкой, мощностью ММП и мощностью газовой залежи до промерзания.

Для изучения строения верхней части разреза северной части п-ва Ямал проведены электроразведочные работы мЗСБ (зондирование становлением поля в ближней зоне в малоуглубинной модификации). Предпосылки применения электроразведки для исследования многолетнемерзлых пород вытекают из физических особенностей самой мерзлоты. При отрицательных температурах свободная вода переходит в лед и прохождение тока через мерзлую породу осуществляется по пленкам незамерзшей, главным образом связанной, воды, окружающим зерна минерального скелета и льда. Присутствие льда как порообразующего минерала уже само по себе меняет электрические свойства пород, присущие им в талом состоянии, а многообразие взаимодействия незамерзшей воды с минеральным скелетом и льдом делает очень широким диапазон изменения электрических свойств в зависимости от состава, структуры и типа криогенной текстуры [4].

По данным электроразведочных работ мЗСБ на полученных для территории геоэлектрических разрезах до глубины в среднем около 250 м отмечается слой пород с сопротивлением, изменяющимся в диапазоне от 20 до 800 Ом·м. Данная толща пород связывается здесь с областью развития многолетнемерзлых пород с включениями льда в отложениях четвертичной и палеогеновой систем.

Мерзлые породы характеризуются резким увеличением величины удельного электрического сопротивления, по сравнению с вмещающими толщами. Ниже по разрезу сопротивление понижается вплоть до 3 Ом·м и ассоциируется здесь с развитием морозных пород криолитозоны.

Внутри мерзлой толщи, отличающейся высоким сопротивлением, на различных глубинах как по латерали, так и по вертикали картируются низкоомные аномалии (5–20 Ом·м) разнообразной формы и размеров, ассоциирующиеся с развитием таликов различного типа. Помимо низкоомных, встречаются и зоны с аномально высоким сопротивлением (200–800 Ом·м) – это участки повышенной льдистости. Предполагаемая подошва многолетнемерзлых пород также характеризуется высокой изменчивостью: мощность ММП изменяется от 50 до 250 м.

Изменения геоэлектрических характеристик внутри толщи ММП напрямую связаны с неоднородным внутренним строением, которое, в свою очередь, обусловлено температурой, мощностью, криогенным строением, сплошностью по разрезу, льдистостью, наличием таликов и криопэгов, карманов газовых гидратов и т.д. При составлении физико-геологической модели участка исследования был проанализирован каротаж сопротивлений, проведенный в скважинах на территории исследования. Данные каротажа и литологии в скважинах подтверждают распространение в интервале до 250 м многолетнемерзлых пород.

Ниже 250 м по разрезу сопротивление пород понижается до 5–10 Ом·м. По данным литологии в скважине на этой глубине залегают палеогеновые отложения тибейсалинской свиты (Pgtbs), литологически представленные чередованием глин и алевролитов, которые, в свою очередь, подстилаются терригенными отложениями ганькинской свиты (K₂gn), представленными чередованием глин, песчаников и алевролитов. Что характерно, в интервале залегания тибейсалинской свиты отмечаются локальные участки повышения сопротивления по данным как мЗСБ, так и каротажа. Авторы полагают, что подобные аномалии могут быть связаны с газовыми гидратами. По данным А.В. Ильина одним из основных петрофизических признаков коллекторов, содержащих природные скопления газовых гидратов, являются повышенные удельные электрические сопротивления [5].

В песчанистых отложениях тибейсалинской свиты возможно наличие как скоплений свободного газа, так и стабильных газовых гидратов. На территории Западной Сибири предположительные залежи газовых гидратов в интервале тибейсалинской свиты обнаружены на территории Бованенского, Ямбургского, Заполярного и Мессояхского месторождений. Газопроявления из зоны стабильности газовых гидратов на территории Ямбургского НГКМ сосредоточены в интервале глубин 400–550 м и приурочены к континентальной подсвите тибейсалинской свиты.

Многолетнемерзлые породы Западной Сибири являются одним из ключевых факторов существования газогидратов. Во-первых, они вкуче с другими факторами создают необходимые условия для гидратообразования, во-вторых, представляют собой покрывку, которая не позволяет углеводородам рассеиваться в атмосфере, и обеспечивают условия для формирования зон стабильности газогидратов.

Очевидно, что изучение многолетнемерзлых пород является одним из важных факторов в сложной системе газогидратообразования для понимания не только генезиса формирования, но и условий и форм залегания, а также освоения газовых гидратов.

Авторам представляется, что геофизические исследования методом мЗСБ при совместном анализе с особенностями гидрогеологического и криогенного строения, результатами бурения, лабораторных экспериментов помогут внести значительный вклад в изучение мерзлоты и газогидратообразования.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

- [1] Друиц В.А., Садчикова Т.А., Сколотнева Т.С. Гидраты газа на суше и шельфе Арктики и изменение природной среды в квартере // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2011. № 71. С. 124–134.
- [2] Чувилин Е.М., Давлетишина Д.А., Лупачик М.В. Гидратообразование в мерзлых и оттаивающих метанонасыщенных породах // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII, № 2. С. 50–61. doi:10.21782/KZ1560-7496-2019-2(50-61).
- [3] Воробьев А.Е., Малюков В.П. Газовые гидраты. Технологии воздействия на нетрадиционные углеводороды, 2-е издание, исправленное и дополненное. М.: РУДН, 2009. 289 с.
- [4] Рекомендации по геофизическим работам при инженерных изысканиях для строительства (электроразведка). М.: Стройиздат, 1984. 104 с.
- [5] Ильин А.В. Газогидраты севера Тюменской области как новый объект изучения геофизическими методами: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2012. 22 с.



ПРОТОДУГОВО-ПРЕДДУГОВЫЙ МАГМАТИЗМ И РОЛЬ ДЕКОМПРЕССИОННОГО ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИИ НА РАННИХ СТАДИЯХ СУБДУКЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ТАННУОЛЬСКО- ХАМСАРИНСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ)

А.А. Монгуш¹, П. Ольшевский²

¹ Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru

² Сент-Джонс, Мемориальный университет Ньюфаундленда, polschewski@mun.ca

Многочисленные данные указывают на то, что зарождение внутриокеанических зон субдукции сопровождается образованием офиолитов [1, 2]. При этом до процессов частичного плавления истощенной мантии и наряду с ними происходит образование базальтовых магм с участием более глубоких, обогащенных мантийных расплавов [3–7]. Базальты, более обогащенные несовместимыми элементами по сравнению с N-MORB, являются типичными образованиями преддуговых зон островодужных систем Алтае-Саянской складчатой области Центрально-Азиатского подвижного пояса. Их природа во многих публикациях объясняется аккрецией океанических лавовых плато и островов в процессе субдукции [8–13]. Однако недавно был предложен новый взгляд на геодинамическую природу V–E₁ преддуговых обогащенных базальтов Таннуольско-Хамсаринской островной дуги [14]. Результаты этого исследования легли в основу настоящего сообщения.

Магматические комплексы преддуговой зоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы представлены, с одной стороны, V–E₁ джебашской серией, включающей внутриплитные океанические платобазальты, претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм, с другой стороны – V–E₁ субдукционно-связанными комплексами, сформировавшимися в протодугово-преддуговой обстановке на ранних этапах субдукции. Субдукционно-связанные комплексы – это палеоспрединовые офиолитовые комплексы и парагенетически связанные с ними алдынбулакская, уттугхайнская (выделена из алдынбулакской) и чингинская осадочно-вулканогенные толщи, претерпевшие зеленокаменные изменения.

Строение преддуговой зоны, названной нами Саяно-Тувинской, представляется следующим. Ее фронтальная часть – джебашская подзона – сложена джебашской серией, срединная часть – куртушибинская подзона – куртушибинскими офиолитами и чингинской толщей, тыловая часть – хемчикско-тапсинская подзона – хемчикскими офиолитами, алдынбулакской и уттугхайнской толщами. По геолого-структурным данным чингинская толща считалась частью куртушибинской офиолитовой ассоциации [15], а алдынбулакская толща – частью хемчикских офиолитов [16, 17]. Вместе с тем наши геологические, геохимические и Nd-изотопные данные по базальтам алдынбулакской, уттугхайнской и чингинской толщ свидетельствуют о том, что их магмы эволюционировали от OIB-подобного к MORB-подобному составу. Этот геохимический тренд, по нашему мнению, может являться результатом различной степени частичного декомпрессионного плавления мантии в зависимости от толщины коры над ним – чем толще кора, тем ниже степень частичного плавления и наоборот. Эти базальты имеют с офиолитами, образованными из обедненного источника, парагенетическую связь.

Первым магматическим событием начала субдукции, предположительно, было декомпрессионное плавление ~580 млн лет назад преимущественно глубокой мантии при низких степенях частичного плавления и образование алдынбулакских базальтов OIB + E-MORB-подобного состава, мантийные источники которых были расположены под относительно наиболее толстой океанической корой. Причина субдукции остается умозрительной. Декомпрессионное плавление могло быть вызвано растяжением в надсубдукционной плите при откате субдуцирующей плиты. Наряду с алдынбулакскими базальтами в центрах максимального растяжения (самая тонкая кора), в результате частичного плавления обедненной мантии под влиянием декомпрессии и флюидных потоков из слэба формировались (от фронта к тылу островной дуги) куртушибинские (~570 млн лет назад), хемчикские (~578 млн лет назад), ондумские (перекрыты островодужными

комплексами) и, в задуговой зоне, агардагские (?) (580–570 млн лет назад) офиолиты. Когда откат плиты замедлился и начался переход к нормальной субдукции, образовались уттугхайнские N-MORB-подобные и чингинские E + T-MORB-подобные базальты за счет разного смешивания обогащенных и обедненных расплавов (средняя толщина коры). Одновременно в Куртушибинской преддуговой подзоне ~570 млн лет назад проявился бонинитовый магматизм совместно как с офиолитами, так и с чингинскими базальтами.

OIB, E-, T- и N-MORB-подобные алдынбулакские, чингинские и уттугхайнские базальты образовались в протодугово-преддуговой обстановке на начальных этапах субдукции и, несмотря на геохимический состав, являются субдукционно связанными образованиями. Аргументы, свидетельствующие в пользу этого вывода, суммируются следующим образом:

1. Формирование куртушибинских и хемчикских офиолитов определено связано с формированием Таннуольско-Хамсаринской островной дуги, о чем свидетельствует геохимическое и геохронологическое сходство офиолитов с наиболее ранними (572–563 млн лет) островодужными магматическими комплексами Ондумской островодужной подзоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной зоны. Куртушибинские офиолиты и чингинская толща имеют между собой согласный контакт. При этом, видимо, нижняя чингинская подтолща формировалась почти одновременно с офиолитами, а верхняя чингинская подтолща согласно залегает на офиолитах, что обусловлено присутствием бонинитов среди офиолитовых даек и лав базальтов нижней чингинской подтолщи, а также наличием продуктов размыва офиолитов среди обломков осадочных пород верхней чингинской подтолщи.

2. Если бы хемчикские и куртушибинские офиолиты, алдынбулакская, уттугхайнская и чингинская толщи являлись аккреционными образованиями, то, поскольку алдынбулакская толща (олиострома) контактирует непосредственно с островодужными комплексами, для автохтонной преддуговой коры почти не было бы места, т.е. почти все пространство перед островной дугой целиком состояло бы из аккреционных образований. Между тем базальты нижней и верхней чингинской подтолщи по составу между собой не различаются. И если ранние чингинские базальты формировались вместе с куртушибинскими офиолитами (~570 млн лет назад) на ранней стадии субдукции, то поздние чингинские базальты формировались уже в режиме стационарной субдукции: возраст субвулканической фации поздних чингинских базальтов – изинзюльского / макаровско-орешковского субвулканического комплекса – составляет ~538 млн лет. Это является дополнительным аргументом неотнесения чингинской толщи к аккреционным образованиям, поскольку аккреционные призмьы считаются амагматичными. Куртушибинские офиолиты и чингинская толща перекрыты терешкинской осадочно-вулканогенной свитой второй половины нижнего кембрия, базальты которой имеют островодужные геохимические характеристики.

Преддуговые базальтовые и офиолитовые комплексы Озерной и Джидинской зон и Горного Алтая, по аналогии с Саяно-Тувинской преддуговой зоной Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы, вероятно, тоже имеют субдукционно-связанную природу.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ТувИКОПР СО РАН, научная тема 121031500140-2.

- [1] *Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.* Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // Geological Society, London, Special Publications. 1984. V. 16. P. 77–94.
- [2] *Reagan M.K. et al.* Subduction initiation and ophiolite crust: New insights from IODP drilling // International Geology Review. 2017. V. 59, № 11. P. 1439–1450.
- [3] *Bebien J., Dimo-Lahitte A., Vergely P., Insergueix-Filippi D., Dupeyrat L.* Albanian ophiolites. I – Magmatic and metamorphic processes associated with the initiation of a subduction // Ophioliti. 2000. V. 25. P. 39–45.
- [4] *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin, 2011. V. 123, № 3/4. P. 387–411.
- [5] *Dilek Y., Furnes H.* Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems // Lithos. 2009. V. 113. P. 1–20.
- [6] *Whattam S.A., Stern R. J.* The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011. V. 162. P. 1031–1045.
- [7] *Shervais J.W. et al.* Magmatic response to subduction initiation: Part 1. Fore-arc basalts of the Izu-Bonin arc from IODP Expedition 352 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20. P. 314–338.
- [8] *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63–81.
- [9] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.* Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. № 9. С. 952–967.

- [10] *Buslov M.M. et al.* Vendian-Cambrian Island Arc System of the Siberian Continent in Gorny Aldai (Russia, Central Asia) // *Gondwana Research*. 2002. V. 5, № 4. P. 781–800.
- [11] *Ярмолюк В.В. и др.* Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Доклады РАН*. 2006. Т. 410, № 5. С. 657–662.
- [12] *Сафонова И.Ю.* Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего неопротерозоя до раннего кембрия // *Петрология*. 2008. № 5. С. 527–547.
- [13] *Волкова Н.И. и др.* Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта, Западный Саян) // *Геохимия*. 2009. № 4. С. 401–414.
- [14] *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.
- [15] *Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // *Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна)*. Новосибирск: Наука, 1977. С. 128–156.
- [16] *Берзин Н.А.* Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Ситигемской зоны Тувы // *Геология и геофизика*. 1987. № 1. С. 3–11.
- [17] *Щербаков С.А.* Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // *Геотектоника*. 1991. № 4. С. 88–101.



ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОСТОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ НАРЫН (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ТУВА)

У.А. Мороз, А.В. Никифоров, А.М. Козловский

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
ulianamoroz@mail.ru

В нижнем течении р. Нарын выявлено компактное поле магматических пород, лишенных каких-либо следов метаморфических и складчатых деформаций и поэтому отнесенных нами к проявлениям посторогенного магматизма. В строении поля участвуют габброиды небольшого массива, пересекающие его многочисленные дайки, объединенные нами в Нарынский дайковый комплекс, и массив щелочных сиенитов со своим комплексом даек.

Габброиды рассматриваемого поля представлены гигантозернистым, иногда пегматоидным габбро с офитовой структурой. Они сложены плагиоклазом, клинопироксеном и развивающимся по нему амфиболом.

Комплекс даек проявлен в пределах габброидного массива, он вытянут в субширотном направлении, отдельные дайки имеют протяженность до 100 м при мощности до 7 м. В строении комплекса участвуют дайки двух типов – простого и комбинированного строения. Дайки простого строения обладают средней зернистостью и характеризуются большим количеством оливина (45–48 %) и ортопироксена, по составу они отвечают пикродолеритам. Комбинированные дайки представлены телами, в которых осевые части сложены пикродолеритами, а краевые – лейкогранитами. Долериты комбинированных даек сложены оливином, плагиоклазом, орто- и клинопироксеном. В целом, долериты обоих типов даек отличаются высоким содержанием MgO 17–22 мас. %.

Салическая часть комбинированных даек отвечает лейкогранитам, содержащим примерно равные количества калиево-полевого шпата и кварца ($Qz - 32\%$, $Kfs - 35\%$, $Ab - 25\%$). Темноцветная часть лейкогранитов представлена небольшими (~0.7 см) скоплениями биотита, содержащими также мусковит, циркон и апатит. Контакты между основными и кислыми породами заливчатые, типичные для структур типа минглинга. Зон смешения базитовых и салических расплавов с образованием пород промежуточного состава не установлено. Все эти соотношения свидетельствуют об одновременном внедрении основных и кислых расплавов и относительно быстрой закалке основных расплавов, что ограничило масштабы химического взаимодействия между этими различными по составу расплавами.

Сиениты в строении рассматриваемого магматического поля являются наиболее поздними, они прорывают как массив габбро, так и породы дайкового комплекса. Их выходы образуют небольшой массив штокообразной формы, сложенный нефелиновыми сиенитами, которые преобладают в его южной части, и полевошпатовыми сиенитами, характерными для северной части. Наиболее поздними в строении массива являются дайки нефелиновых сиенитов мелко- и тонкозернистого, местами порфириовидного, облика. Они отличаются наиболее щелочным составом и повышенной редкометаллностью (U, Th, Zr, Nb и Ta, РЗЭ), сопровождаемой образованием пирохлора.

Геохимические исследования пород рассматриваемого магматического поля не выявили между ними генетических связей. В формировании пород габброидного массива участвовал субдукционный компонент, выделяемый по наличию Ta-Nb минимума. Источник пикродолеритов дайкового комплекса по составу был близок к составу E-MORB. Сиенитовый массив сложен породами щелочной серии с повышенным содержанием большинства несовместимых элементов. Отсутствие геохимических связей между всеми этими породами указывает на их разные магматические источники, что наряду с геологическими взаимоотношениями, скорее всего, связано с их разновозрастным формированием.

Проведены геохронологические исследования двух групп пород, а именно дайкового комплекса, секущего габбро, и пород сиенитового массива. Возраст даек определялся по циркону из

гранитов комбинированной дайки, так как геологические соотношения показали одновременное внедрение кислых и основных расплавов. Циркон был изучен методом SHRIMP-II по методике [1], полученные результаты позволили заключить, что возраст даек можно оценить в 439 ± 3 млн лет [2]. Этот возраст соответствует внедрению роя камптонитовых даек в 30 км севернее изученного Нарынского дайкового комплекса [3].

Для сиенитового массива геохронологические исследования проводились по циркону из полевошпатовых сиенитов методом SRIMP-I [1]. Оценка возраста показала значение 315.0 ± 2.6 млн лет. Этот возрастной этап магматизма для Западного Сангилена выделяется впервые.

Проведенные исследования показывают, что район нижнего течения р. Нарын в посторогенной истории своего развития по меньшей мере трижды вовлекался в процессы эндогенной активизации. Наиболее ранние события протекали между 470 (завершение орогенных процессов в каледонидах Тувы [4]) и 440 млн лет назад и привели к образованию массива габброидов. Второй импульс пришелся на рубеж 440 млн лет и, по-видимому, протекал в условиях растяжения, сопровождавшегося внедрением камптонитов, пикродолеритовых и комбинированных даек. Третий этап протекал в позднем карбоне и привел к образованию редкометалльных щелочных сиенитов.

Работа выполнена в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 075-15-2024-641.

- [1] Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. Geological Society, London, Memoirs, 2004. V. 30. P. 69–74.
- [2] Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Moroz U.A., Nikiforov A.V. Picrodolerite Dikes of the Naryn River: Age, Composition, and Position in the Geological History of Southern Tuva (Central Asian Orogenic Belt) // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 516, № 2. P. 954–963.
- [3] Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилена на основании Ag/Ag и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 8. С. 998–1013.
- [4] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 491–511.



ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЧЕХЛА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

З.Л. Мотова¹, Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, В.Б. Хубанов²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, motova@crust.irk.ru

² Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

В геологической истории Сибири на раннепалеозойский этап (~500–460 млн лет) приходятся наиболее масштабные аккреционно-коллизийные события, связанные с закрытием Палеоазиатского океана и формированием структуры северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [1–3]. Эти события привели к общему поднятию территории Сибирской платформы, которое сопровождалось регрессией моря и способствовало накоплению преимущественно терригенных отложений в чехле платформы.

Основная цель данного исследования заключалась в выявлении особенностей эволюции Сибирской платформы и ЦАСП в раннем палеозое на основании изучения вещественного состава и U-Pb (LA-ICP-MS) возраста детритовых цирконов из раннепалеозойских терригенных пород, распространенных в юго-западной части Сибирской платформы. Для исследований были отобраны пробы песчаников из терригенных отложений ордовикского и силурийского возраста. Пробы песчаников бадарановской (O₂) и балтуриной (S₁) свит были отобраны в коренных обнажениях, расположенных по левому борту р. Бирюса, в окрестностях пос. Троицк Тайшетского района Иркутской области. Песчаники братской (O₃) и кежемской (S₁) свит были отобраны в коренных обнажениях, расположенных вблизи пос. Чунский Чунского района Иркутской области.

Изученные породы бадарановской свиты (O₂) представлены желтовато-серыми песчаниками, сложенными полуокатанным и неокатанным обломочным материалом, плохой и средней степени сортировки. Цемент глинистый, поровый, реже базальный. В минеральном составе преобладают кварц, полевые шпаты и обломки пород, представленные гранитоидами и кварцитами. Второстепенные минералы: мусковит, биотит, хлорит. Акцессорные минералы: турмалин, циркон, апатит, эпидот, рутил, хромит и магнетит.

Образцы братской свиты (O₃) представлены вишнево-коричневыми разнозернистыми песчаниками, сложенными плохо отсортированным, полуокатанным и неокатанным обломочным материалом. Цемент карбонатный, базальный. В минеральном составе песчаников преобладает кварц, полевые шпаты и обломки пород, среди которых диагностируются гранитоиды, аргиллиты и кремни. Второстепенные минералы: мусковит, биотит и глинистые минералы. Акцессорные минералы: турмалин, циркон.

Кежемская свита (S₁) представлена желтовато-серыми и серо-зелеными разнозернистыми песчаниками и алевролитами, сложенными преимущественно неокатанным и плохо отсортированным обломочным материалом. Цемент смешанный, контактово-поровый, карбонатно-глинистый. В минеральном составе преобладают кварц, полевые шпаты и обломки пород (кремни, кварциты, гранитоиды, аргиллиты, известняки). Второстепенные минералы: биотит, мусковит. Акцессорные минералы: циркон, турмалин.

Породы балтуриной (S₁) свиты представлены желтовато-серыми разнозернистыми песчаниками, сложенными полуокатанным и неокатанным, плохо отсортированным обломочным материалом. Цемент поровый, контактово-поровый, глинисто-сланцевый. В минеральном составе преобладают кварц, полевые шпаты и обломки пород, представленные гранитоидами, кремнями и вулканическим стеклом. Второстепенные минералы: биотит и мусковит. Акцессорные минералы: турмалин, циркон, рутил, сфен.

На классификационной диаграмме $a (Al/Si) - b (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Ca + Mg)$ [4] фигуративные точки песчаников бадарановской свиты расположились преимущественно в поле олигомиктовых песчаников, точки составов пород балтуриной свиты попали в поле кварцевых песчаников, а

братской свиты – в поля известковистых олигомиктовых и полимиктовых песчаников. Песчаники кежемской свиты характеризуются варьирующимися содержаниями петрогенных оксидов и, согласно классификации [4], соответствуют полимиктовым песчаникам, олигомиктовым песчаникам и алевролитам, известковым олигомиктовым и полимиктовым песчаникам. Генетическая типизация, проведенная с использованием системы петрохимических модулей [5], свидетельствует о том, что все изученные терригенные породы являются осадками первого цикла седиментации. Отношения индикаторных редких элементов (Th, Sc, Zr, Co, La) во всех проанализированных песчаниках бадарановской, братской, балтуринской и кежемской свит указывают на преобладание магматических пород кислого состава в области их источников [6, 7].

Из олигомиктового песчаника бадарановской свиты (O₂) (обр. 2020-25) было выделено и проанализировано 111 зерен детритового циркона, значения с дискордантностью <10 % были получены для 90 зерен. Оценки возраста семи зерен соответствуют неоархею (2787–2513 млн лет), 48 зерен детритового циркона обнаруживают палеопротерозойский возраст (2381–1691 млн лет) и образуют пик на 1840 млн лет (43 значения). Неопротерозойские оценки возраста (969–547 млн лет) обнаруживают 26 зерен циркона с основным пиком на 619 млн лет (12 зерен). Одиннадцать определений возраста соответствуют раннему палеозою (518–475 млн лет) и образуют пик на 477 млн лет.

Из кварцевого песчаника балтуринской свиты (S₁) (обр. 2020-17) выделено и проанализировано 97 зерен детритового циркона, значения с дискордантностью <10 % были получены для 74 зерен. Возраст трех зерен циркона соответствует неоархею (2573–2559 млн лет), 50 зерен обнаруживают палеопротерозойские оценки возраста (2083–1700 млн лет) и образуют пик на 1841 млн лет. Девять зерен циркона обнаруживают неопротерозойский возраст (875–552 млн лет), а для 12 зерен были получены раннепалеозойские значения (514–458 млн лет), образующие пик на 476 млн лет.

Из слабоизвесткового олигомиктового песчаника кежемской свиты (S₁) (обр. 1815) было выделено и проанализировано 97 зерен детритового циркона. Для 92 зерен были получены значения с дискордантностью <10 %. Для одного зерна детритового циркона был получен неоархейский возраст (2868 млн лет), возраст 26 зерен циркона соответствует палеопротерозою (2479–1741 млн лет) с основным пиком на 1857 млн лет. Неопротерозойский возраст (917–670 млн лет) был получен для девяти зерен с пиком на 672 млн лет. Возраст наибольшего количества проанализированных зерен соответствует раннему палеозою (56 зерен) и образует пик на 450 млн лет.

Из слабоизвесткового олигомиктового песчаника кежемской свиты (S₁) (обр. 1848) было выделено и проанализировано 99 зерен детритового циркона, значения с дискордантностью <10 % были получены для 85 зерен. Возраст 77 зерен циркона соответствует палеопротерозою (2455–1671 млн лет) и образует пик на 1832 млн лет. Неопротерозойский возраст (596 и 583 млн лет) имеют два зерна, и шесть зерен детритового циркона обнаруживают раннепалеозойские оценки возраста (472–445 млн лет) с пиком на 446 млн лет.

Из олигомиктового алевролита кежемской свиты (S₁) (обр. 1824) было выделено и проанализировано 110 зерен детритового циркона, значения с дискордантностью <10 % были получены для 100 зерен. Для двух зерен детритового циркона был получен неоархейский возраст (2550, 2519 млн лет). Возраст 48 зерен циркона соответствует палеопротерозою (2475–1682 млн лет) с основным пиком на 1832 млн лет. Для одного зерна зафиксирован мезопротерозойский возраст (1014 млн лет). Для 49 зерен детритового циркона получены раннепалеозойские значения (467–433 млн лет) с основным пиком на 450 млн лет.

Ранее авторами были проведены U-Pb (LA-ICP-MS) исследования возраста детритовых цирконов из олигомиктового известковистого песчаника братской свиты (O₃) (обр. 1838) [8]. Из 110 выделенных и проанализированных зерен детритового циркона значения с дискордантностью <10 % были получены для 102 зерен. Для шести зерен были получены значения, соответствующие мезо- и неоархею (3326–2502 млн лет). Наибольшее количество зерен (80 зерен) имеет палеопротерозойский возраст (2421–1687 млн лет) с основным пиком на 1835 млн лет. Неопротерозойский возраст (929–529 млн лет) был зафиксирован для четырех зерен циркона, возраст 12 зерен циркона соответствует раннему палеозою (492–432 млн лет) с пиком на 450 млн лет.

Аналогичные результаты были получены в ходе U-Pb (LA-ICP-MS) исследований возраста детритовых цирконов из раннепалеозойских песчаников и алевролитов бадарановской свиты (O₂), изученных в левом борту р. Бирюса, вблизи пос. Туманшет Тайшетского района Иркутской области, а именно, были получены мезо- и неоархейские, палео- и неопротерозойские, а также раннепалеозойские оценки возраста детритовых цирконов с основными пиками на 2500, 1920, 1815, 1700, 745, 620, 500 и 425 млн лет [9].

В результате U-Pb (LA-ICP-MS) изучения детритовых цирконов, выделенных из раннепалеозойских песчаников бадарановской свиты среднего ордовика, братской свиты позднего ордовика, а также балтуриной и кежемской свит раннего силура, были выделены четыре основные возрастные популяции: мезо- и неоархейская (1–8 %), палеопротерозойская (48–78 %), неопротерозойская (4–29 %) и раннепалеозойская (12–40 %). В качестве источников обломочного материала нео- и мезоархейского возраста рассматриваются магматические и метаморфические породы фундамента Сибирской платформы [10]. Источниками обильной популяции детритовых цирконов палеопротерозойского возраста также предполагаются породы фундамента Сибирской платформы, в том числе постколлизийные гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского магматического пояса (1.88–1.84 млрд лет) [11]. Источниками детритовых цирконов неопротерозойского возраста могли выступать магматические и метаморфические породы террейнов северного сегмента ЦАСП [3, 12, 13]. В качестве источников обломочного материала раннепалеозойского возраста рассматриваются метаморфические и магматические породы, преимущественно гранитоиды, образование которых связано как с аккреционно-коллизийными событиями ранних этапов становления структуры северного сегмента ЦАСП (~490 млн лет), так и с последующими стадиями постколлизийного растяжения (~450 млн лет) вдоль южной окраины Сибирской платформы [3, 14].

Таким образом, проведенные исследования раннепалеозойских терригенных пород чехла юго-западной части Сибирской платформы позволяют сделать вывод о том, что в области источников бадарановской (O₂), братской (O₃), балтуриной (S₁) и кежемской (S₁) свит разрушались магматические и метаморфические породы преимущественно кислого состава. Основные возрастные популяции детритовых цирконов из всех четырех стратоподразделений позволяют предположить в качестве источников обломочного материала в бассейн их седиментации архей-раннепротерозойские породы фундамента Сибирской платформы, включая постколлизийные гранитоиды Южно-Сибирского магматического пояса, а также раннепалеозойские метаморфические и магматические породы, преимущественно гранитоиды, распространенные в северном сегменте ЦАСП.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, <https://rscf.ru/project/23-17-00196/>.

- [1] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 53–70.
- [2] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
- [3] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M. Palaeozoic – 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: Bortraeger Science Publishers, 2015. P. 154–183.
- [4] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [5] Юдович Я.Э., Кэтрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.
- [6] McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geological Society of American. Special Paper. 1993. № 248. P. 21–40.
- [7] 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.
- [8] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мотова З.Л., Хубанов В.Б. U–Pb-возраст детритового циркона из палеозойских осадочных толщ юго-запада Сибирской платформы: свидетельство палеопротерозойского и раннепалеозойского орогенных событий // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493, № 2. С. 18–23.
- [9] Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Safonova I.Y. Detrital Zircon Provenance of Early Palaeozoic Sediments at the Southwestern Margin of the Siberian Craton: Insights from U-Pb Geochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 82. P. 115–123.
- [10] Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2011. V. 19, № 3. P. 751–763.
- [11] Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambrian Research. 2021. V. 367. P. 106447.
- [12] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepkhina 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.
- [13] *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.
- [14] *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.



БАРУНМАНХАНСКИЙ МАССИВ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ): ОТ СКАРНОВ К АГПАИТОВЫМ МАГМАТИЧЕСКИМ ПОРОДАМ

А.В. Никифоров¹, Н.А. Поляков¹, У.А. Мороз¹, А.К. Хертек²

¹ Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, nikav@igem.ru

² Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, ajlan@mail.ru

Барунманханский массив нефелиновых сиенитов подробно описан в работах Р.М. Яшиной, которая детально изучала щелочные комплексы, развитые в карбонатно-терригенном чехле Тувино-Монгольского микроконтинента [1]. В описании массива говорится о его зональном строении с фойяитами основного тела массива и внешней приконтактной зоной альбитизированных фойяитов в сопровождении жильных тел фойяит-пегматитов, мариуполитов и эгирин-альбит-нефелиновых метасоматитов. Выделялись крупные ксенолиты известняков, сланцев, песчаников и алевролитов, и отдельно отмечены крупные тела скарнированных известняков и приконтактные зоны пироксенизированных известняков.

Изучение эндоконтактных пород показало их значительное отличие от пород основного тела массива, которые представлены главным образом амфибол-биотитовыми, реже – с пироксеном, нефелиновыми сиенитами с варьирующимся содержанием нефелина и аксессуарными титанитом, апатитом и цирконом. В приконтактных зонах все отмеченные Р.М. Яшиной породы тесно взаимосвязаны и часто являются составными частями единых геологических тел, например, когда на периферии пегматитовой жилы присутствуют мариуполиты и/или мелкозернистые эгирин-нефелин-полевошпатовые зоны. Почти во всех разновидностях пород присутствует агпаитовая минерализация: минералы группы эвдиалита и другие цирконосиликаты, эгирин, содалит. Вмещающие крупнозернистые сиениты отличаются от пород внутреннего основного тела массива развитием вокруг раннего амфибола биотита и позднего более щелочного пироксена. По минеральному составу они похожи на крупные дайкообразные тела, развитые в основном теле массива.

Исследование скарнов показало ограниченное развитие экзоскарнов и широкое распространение эндоскарнов, причем при прослеживании взаимоотношений между разновидностями пород удалось наблюдать постепенные переходы между эндоскарнами и, как считалось ранее, «чистыми» магматическими породами. В первую очередь, это проявляется в изменении текстурно-структурного облика пород, а также отчетливо прослеживается на уровне состава минералов и их взаимоотношений.

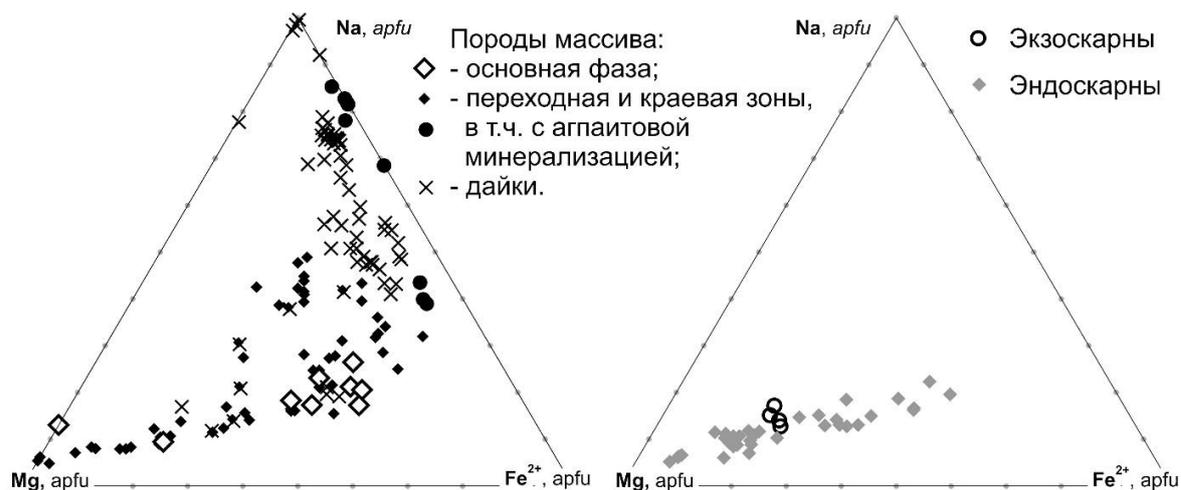
Экзоскарны представляют собой неоднородные породы с многочисленными крупными кристаллами кальцита. Основная масса представлена кальцит-КПШ-альбит-содалитовыми сростками, среди которых распространено варьирующееся количество соразмерных с ними кристаллов биотита и диопсида. Местами встречаются крупнозернистые кальцит-нефелин-пироксеновые сростки, крупные кристаллы содалита, диопсида, сегрегации биотита. В подчиненном количестве развит пирротин, Ti-магнетит, канкринит, апатит с РЗЭ и F, ториянит, титанит с Zr и Nb.

Эндоскарны представляют собой зеленовато-серые породы с пятнистой неоднородной текстурой, обусловленной многочисленными, в различной степени измененными, обломками карбонатов и агрегатами биотита. Основная масса мелко- и среднезернистая, часто директивная, состоит из КПШ-альбит-нефелин-диопсид-биотитового агрегата, часто с канкринитом и содалитом, и, в отличие от экзоскарнов, почти не содержит кальцита. Более крупные кристаллы КПШ-пертита часто имеют пойкилобластовую структуру с вростками нефелина. Для эндоскарнов характерны крупные кристаллы диопсида, нефелина, лейсты КПШ. Аксессуарные минералы представлены пирротинитом, апатитом с РЗЭ и F, титанитом, галенитом, апатитом, реликтами циркона, новообразованными цирконосиликатами.

В отдалении от ксенолитов карбонатных пород эндоскарны постепенно приобретают облик типично магматических массивных или трахитоидных (за счет пластинок КПШ) пород. О связи с эндоскарнами напоминают лишь меланократовые обособления (реликты замещенных кристаллов кальцита) и реликты кристаллов диопсида.

Еще на начальных этапах изучения разновидностей пород массива как основной, так и дайковой фазы мы постоянно отмечали присутствие раннего диопсида, а также агрегатов с преобладающим биотитом. Подобные «меланократовые агрегаты» развиты почти повсеместно. Местами они обнаруживаются только в шлифах, а местами образуют довольно обширные скопления среди равномерно-зернистых трахитоидных нефелиновых сиенитов.

Эти же минералы и их агрегаты в изобилии встречаются в типичных эндоскарнах. Диопсид является характерным минералом скарнов, образуя как мелкие, так и крупные кристаллы. Его состав из скарнов идентичен раннему диопсиду из приконтактовых пород и даек (рисунок).



Состав пироксена скарнов и магматических пород Барунманханского массива (Северная Монголия).

Развитие даек со схожим с эндоконтактовыми породами минеральным парагенезисом показывает, что контаминированные расплавы были способны перемещаться в пространстве. Насыщение же расплавов CO₂ приводит к формированию в приконтактовой зоне тел пегматитов и многочисленных мелких жильных и линзообразных тел дифференцированных разновидностей – альбититов, мариуполитов и мелкозернистых эгирин-нефелин-полевошпатовых пород.

Таким образом, на примере Барунманханского массива можно наблюдать факты ассимиляции карбонатных вмещающих пород нефелин-сиенитовыми расплавами. При этом возникают расплавы с характерной агпаитовой минерализацией. Образованные из этих расплавов породы в большинстве случаев содержат реликтовую минерализацию скарнов – диопсид и меланократовые сростки с преобладающим биотитом. Ассимиляция меняет состав расплавов еще на магматической стадии, при этом в краевой зоне и на глубинных горизонтах формируются расплавы, которые способны перемещаться и образовывать дайки в основном теле массива и многочисленные небольшие жильные тела на его периферии.

Работа выполнена в лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке РФФИ, проект № 22-17-00033.

[1] Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 276 с.



ПЕТРОГЕНЕЗИС, U-Pb-ВОЗРАСТ, Rb-Sr- И Sm-Nd-СИСТЕМАТИКА ГРАНИТОИДОВ РЯЗАНОВСКОГО МАССИВА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

А.Д. Ножкин¹, О.М. Туркина¹, И.И. Лиханов¹, Ю.Л. Ронкин²

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.ru

² Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УРО РАН, y-ronkin@mail.ru

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа (ЕК), представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона (СК), важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезоэопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие позднеэопротерозойского океана: его заключительные деформации имели возраст 1.2–0.9 млрд лет [1]. Однако проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом остаются дискуссионными и далеки от окончательного решения.

Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящем докладе, где обсуждаются особенности происхождения пород Рязановского гранитоидного массива и геохронологические свидетельства раннеэопротерозойских событий в эволюции ЕК. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении СК в состав древнего суперконтинента Родиния.

Рязановский массив (РМ) расположен в нижнем течении р. Кия (правый приток р. Енисей) и представляет собой интрузив площадью около 190 км² вблизи Приенисейской региональной сдвиговой зоны. Вмещающими для массива являются палеоэопротерозойские метapelиты немтинской толщи и тейской серии.

По петрохимическому составу они соответствуют гранитам нормальной щелочности, субщелочным гранитам и лейкогранитам. В целом эти породы являются железистыми ($FeO/(FeO^*+MgO)=0.83-0.88$) и слабоперглиноземистыми ($ASI=1.0-1.2$). Спектры РЗЭ для гранитов умеренно фракционированные с обогащением легкими лантаноидами $(La/Yb)_n=12.0-22.5$ и отчетливым обеднением Eu ($Eu/Eu^*=0.15-0.45$), с уменьшением Eu/Eu^* от гранитов к субщелочным их разновидностям и лейкогранитам. Мультиэлементные спектры характеризуются обогащением наиболее несовместимыми элементами, резкими минимумами по Nb и Ti и слабым обеднением по Ba и Sr. Исходя из высокой железистости и повышенных содержаний Th, высокозарядных элементов (Zr, Nb, Y), легких РЗЭ, эти породы можно сопоставить с А-гранитами или высокодифференцированными I-гранитами. Обогащение натрий-калиевых гранитов высокозарядными элементами и Th сближает их с гранитами А-типа, что могло произойти в результате плавления корового кварц-полевошпатового источника при высокой температуре с полным растворением аксессуарных элементов в магмообразующем субстрате. При последующей дифференциации расплава, вероятно, также происходило накопление некогерентных редких элементов.

Графическая интерпретация U-Pb LA-ICP-MS конкордантных данных для 12 кристаллов циркона субщелочного лейкогранита (1011.4 ± 7.9 , 95 % conf. lim., MSWD=1.3); результаты вычисления средневзвешенных значений конкордантных U-Pb возрастов с помощью четырех алгоритмов (по более статистически представленному количеству кристаллов $n=18$), в том числе робастных, показывают U-Pb возраст 1013.0 ± 9.9 млн лет (0.97 %) 95 % conf., MSWD = 0.00017, который может быть принят в качестве наилучшей оценки времени формирования гранитов РМ.

Представлена Rb-Sr и ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd ID-TIMS систематика двух образцов гранитов. Рассмотрение Rb-Sr изотопной сигнатуры этих образцов на графике Николайсена в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr выявляет эволюционную зависимость, с наклоном $(slope)=\exp(\lambda_{87} \cdot t)-1=0.01562$, где $\lambda_{87}=1.42 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹ – постоянная распада ⁸⁷Rb, соответствующим возрасту 1091 ± 55 млн лет. На этом же графике представлена линия согласования (reference line) с U-Pb LA-ICP-MS возрастом

$t=1013$ млн лет и $\text{slope} = \exp(\lambda_{87} \cdot t) - 1 = 0.01449$. Учитывая неопределенности построения двухточечной регрессионной зависимости и погрешности для величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, а также вариации конкордантных значений U-Pb возраста исследованных кристаллов циркона, можно прийти к заключению о совпадении U-Pb и Rb-Sr возраста. Относительно высокое значение первичного изотопного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7124 \pm 0.0036$ свидетельствует о существенной роли корового компонента в формировании расплава, что находит свое подтверждение и в величинах $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, равных -5.0 , -4.8 для изученных гранитов.

Концентрации Sm и Nd в исследованных образцах гранитов ограничены интервалом 5.3–6.8 г/т, 31–40 г/т, при этом вариации величин $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляют всего лишь 1.6 и 0.003 %, что в конечном итоге определяет близость T_{DM} 1902, 1910 млн лет соответственно. Вычисленные с учетом $t_{\text{U-Pb}}(1013$ млн лет) двухстадийные оценки модельного возраста также практически совпадают (2069, 2057 млн лет). Поскольку U-Pb возраст гранитов РМ значимо меньше Nd модельных датировок, последние следует интерпретировать «усредненным» смешанным источником, имеющим как минимум раннепротерозойский возраст.

Становление гранитоидов РМ на рубеже мезо- и неопротерозоя (1013 ± 9.9 млн лет) отвечает раннему этапу гренвильской орогении на юго-западе Сибирского кратона. В пределах ЕК в качестве возрастных аналогов процессов гренвильской складчатости также рассматриваются гранитогнейсовые купола, гранитоиды Гаревского комплекса, метапелиты низких/умеренных давлений и тектониты Северо- и Южно-Енисейского кряжа, а также metabазиты Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в правобережье р. Ангары [2–12]. Их формирование происходило в результате коллизии блоков континентальной коры и последующего постколлизийного растяжения, связанных с ранним этапом орогенических событий гренвильского возраста, что совпадает со временем формирования структуры суперконтинента Родиния.

Породы Рязановского массива с возрастом 1013 ± 9.9 млн лет, локализованные в зоне влияния Приенисейского разлома, представлены высокожелезистыми разностями и сопоставимы с А-гранитами и высокодифференцированными I-гранитами. Их состав изменяется от нормальных до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Изотопные (Sr, Nd) характеристики пород свидетельствуют в пользу их образования из древнего корового субстрата, усредненный возраст которого отвечает палеопротерозою. Обогащение высокозарядными и радиоактивными элементами предполагает их образование из корового кварц-полевошпатового источника с полным плавлением аксессуарных минералов и последующую дифференциацию расплава.

Геодинамическая история региона хорошо сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектонотермальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции вхождения Сибирского кратона в состав ядра Родинии [13, 14]. Представленные свидетельства позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например ранние предположения об отсутствии на ЕК орогенных событий гренвильского возраста.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-77-20018).

- [1] Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 3. С. 29–45.
- [2] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранитогнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 881–891.
- [3] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Сухоруков В.П. Зональность граната в метапелитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа // Петрология. 2013. Т. 21, № 6. С. 612–631.
- [4] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48, № 5. С. 32–53.
- [5] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. Р-Т- t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 6. С. 1031–1056.
- [6] 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.
- [7] Likhonov 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.

- [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] Likhonov 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, № 8. P. 743–762.
- [10] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады РАН. 2011. Т. 436, № 4. С. 509–514.
- [11] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008. Т. 46, № 1. С. 20–41.
- [12] Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия. 2015. Т. 53, № 8. С. 675–694.
- [13] Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw Puzzle // Science. 2003. V. 300. P. 1379–1381.
- [14] Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle // Earth-Science Reviews. 2023. V. 238. 104336.



ВЕНДСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ТЕЛА НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

А.М. Пасенко

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, a.m.pasenko@iperas.ru

Период терминального докембрия является знаковым для геомагнитного поля и Сибирской платформы. Сибирская платформа в это время претерпевает существенную структурную перестройку. В частности, на ее юго-востоке позднерифейские обстановки континентального рифтогенеза и последующие обстановки складко- и надвигообразования [1] сменяются обстановками размыва в ранневендское время с последующим формированием в верхнем венде эпиконтинентального морского бассейна. Столь резким структурным перестройкам необходимо дать геодинамическое обоснование, ведь на протяжении всего этого периода (поздний рифей – ранний кембрий) согласно известным реконструкциям [2] юго-восточная часть Сибирской платформы находилась в спокойном геодинамическом режиме пассивной окраины. Для разработки современных геодинамических реконструкций для терминального докембрия необходимо использовать в том числе и палеомагнитные данные. Однако уже известные палеомагнитные данные для венд-раннекембрийского времени указывают на то, что этот вопрос гораздо сложнее, чем кажется на первый взгляд.

С начала XXI в. благодаря обширным палеомагнитным исследованиям стали появляться данные о существовании реальных, т.е. не являющихся артефактами, первичных сильно различающихся палеомагнитных направлений, записанных в близковозрастных горных породах эдиакарского – раннекембрийского возраста. Подобные различия направлений нельзя было объяснить ни дрейфом плит, ни гипотезой TPW (истинное блуждание полюса). Итогом развернувшейся на этой почве дискуссии стала гипотеза о том, что геомагнитное поле на рубеже позднего докембрия – фанерозоя находилось в состоянии, существенно отличавшемся от современного [3–6]. Однако, если не считать работы А.В. Абражевич и Ван дер Ву по интрузиям Балтики и Лаврентии, по результатам исследования которых и была предложена данная гипотеза, то основной массив данных на настоящее время получен по осадочным раннекембрийским породам Сибирской платформы. С одной стороны, это позволяет проследить эволюцию геомагнитного поля во время накопления исследуемых толщ, с другой стороны, есть целый ряд проблем, связанных с особенностями формирования палеомагнитной записи в осадочных породах, которые существенно затрудняют интерпретацию данных.

Для разработки гипотезы о состоянии геомагнитного поля в терминальном докембрии, а также для получения надежных палеомагнитных определений и разработки новых геодинамических реконструкций необходимо исследовать именно магматические тела соответствующего возраста.

На территории Сибирской платформы известно не так много магматических тел венд-раннекембрийского возраста. К таковым можно отнести лишь трубки взрыва и ассоциирующие с ними базальтовые тела на северо-востоке Сибирской платформы (Оленекское поднятие и Чекуровская антиклиналь). Также ранее был выделен т.н. горбинский интрузивный комплекс вендского возраста в Учуро-Майском районе на юго-востоке Сибири [7]. Возраст комплекса обусловлен К-Аг датировкой 620 ± 20 млн лет [8] и геологическими соотношениями, наблюдаемыми по элювиальным высыпкам.

В докладе будут представлены первые палеомагнитные данные для двух даек горбинского комплекса, обнажающихся в районе Горностахской антиклинали в береговых обнажениях р. Белой. Характер палеомагнитной записи в этих дайках близок к характеру палеомагнитной записи в субвулканических интрузиях и трубках взрыва Оленекского поднятия. Направления характеристической компоненты намагниченности характеризуются высокими наклонениями и север-

ными склонениями и значительно отличаются от направлений намагниченности для интрузивных тел улаханбамского (970–980 млн лет) и суордахского (~450 млн лет) магматических комплексов, распространенных в этом регионе.

Эти палеомагнитные данные нельзя в текущем виде использовать для более серьезной интерпретации, однако они указывают на то, что, вероятно, в Учуро-Майском регионе действительно обнажаются магматические интрузивные тела вендского возраста. В этом случае встает вопрос о получении U-Pb оценки их возраста и проведении более детальных палеомагнитных исследований.

Исследование проводится в рамках проекта РНФ № 22-77-10026.

- [1] Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск: ЯФСО АН СССР, 1983. 156 с.
- [2] Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. Arctida between Rodinia and Pangea // Precambrian Research. 2014. V. 259. P. 1–53.
- [3] Abrajevitch A., van der Voo R. Incompatible Ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 293. P. 164–170.
- [4] Pavlov V.E., Pasenko A.M., Shatsillo A.V., Powerman V.I., Shcherbakova V.V., Malyshev S.V. Systematics of Early Cambrian Paleomagnetic Directions from the Northern and Eastern Regions of the Siberian Platform and the problem of an anomalous geomagnetic field in the time Vicinity of the Proterozoic-Phanerozoic Boundary // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2018. V. 54. P. 782–805.
- [5] Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 435. P. 124–135.
- [6] Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E. Two competing Paleomagnetic directions in the Late Vendian: New data for the SW Region of the Siberian Platform // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. V. 7. ES4002.
- [7] Казакова Г.Г., Тутасова Е.Н., Худoley А.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Верхояно-Колымская. Масштаб 1:1 000 000. Лист Р-53 (Хандыга): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2021. 431 с.
- [8] Соболев А.Е. Вендские мафиты и минералогия Южного Верхоянья // Доклады РАН. 1992. Т. 327, № 4–6. С. 557–560.



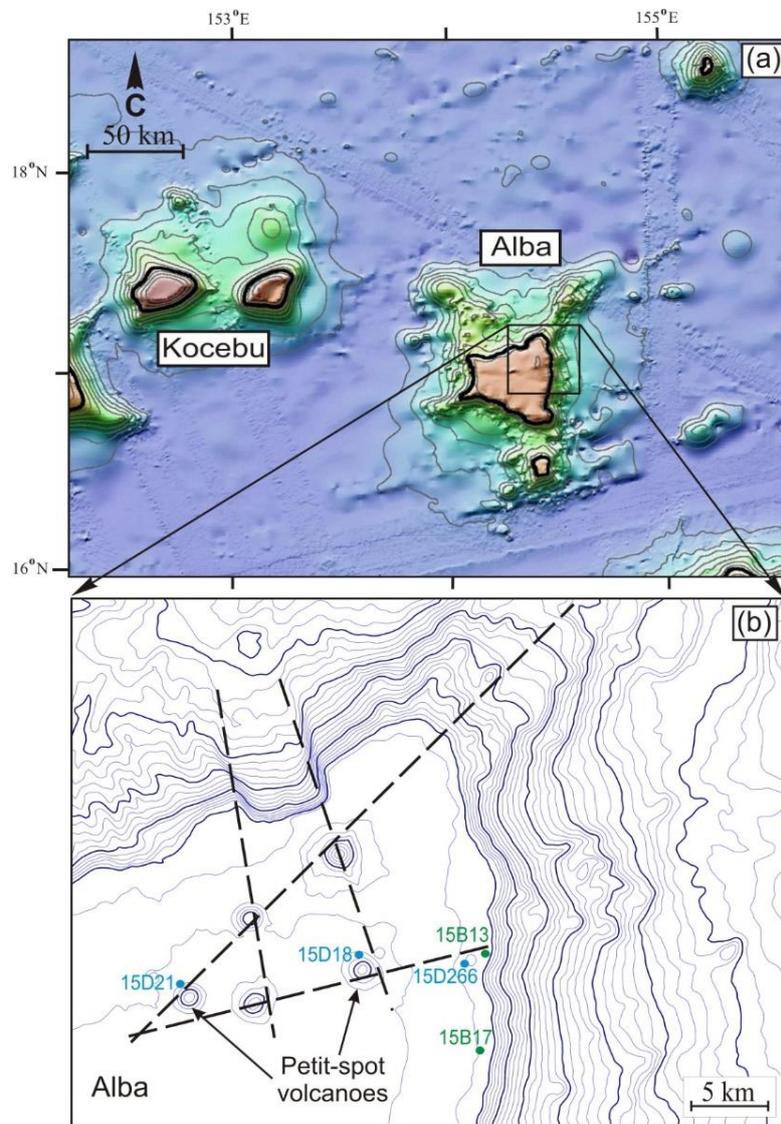
МИОЦЕНОВЫЕ БАЗАНИТОВЫЕ PETIT-SPOT ВУЛКАНЫ НА МЕЛОВОМ ГАЙОТЕ АЛЬБА (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН): ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

И.С. Перетяжко¹, Е.А.Савина¹, И.А. Пуляева²

¹ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, pgmigor@igc.irk.ru

² Геленджик, АО «Южморгеология»

Для гайота Альба (рисунок) получены данные по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированию миоценового базанита, анализировались особенности минерально-фазового состава базанита, туфа, фрагментов мантийных пород (ксенолита лерцолита, ксенокристов ОI, Срх, Орх), выполнено биостратиграфическое изучение комплексов известкового нанопланктона в кернах двух скважин, пробуренных на вершинном плато гайота.



Батиметрическая карта гайотов Коцебу и Альба (a); фрагмент основной постройки гайота Альба (b), модифицирована из работы [5]. На рисунке (b) показаны глубинные разломы и конусы petit-spot вулканов. Изобаты на рисунке (b) показаны с интервалом 100 м.

В Тихом океане известно несколько проявлений кайнозойского *petit-spot* вулканизма, связанного с необычной геодинамической обстановкой на Тихоокеанской плите [1]. *Petit-spot* вулканы с возрастом <8.5 млн лет обнаружены на небольшом удалении от Японского желоба, вдоль субдуцируемой фронтальной части океанической плиты [1]. Более молодые (<3 млн лет) небольшие вулканические конусы недавно открыты на глубоководной абиссальной равнине вблизи острова Маркус, около 2000 км к востоку от Марианского желоба [2]. По геодинамической модели [3, 4] активизация *petit-spot* вулканизма связана с глубинными разломами, формирующимися при разрядах напряжений, вызванных погружением Тихоокеанской плиты в глубоководные желоба. В области кайнозойской субдукции мощная (>100 км) океаническая кора подвергалась деформациям, что приводило к образованию в ее изгибающейся фронтальной части разломов от уровня литосферно-астеносферной границы LAB. Тектонические процессы без участия какого-либо плюма могли сопровождаться декомпрессионным (адиабатическим) плавлением астеносферного вещества и перидотитов метасоматизированной океанической литосферы, инициирующим щелочно-базальтовый магматизм [2–7].

Местоположение в кайнозое гайотов Магеллановых гор на северо-западном сегменте Тихоокеанской плиты вблизи Марианского желоба, миоценовые датировки и щелочная специфика базанитов указывают на то, что вулканические конусы и отложения туфа на плато гайота Альба (рисунок, *b*) являются проявлениями *petit-spot* вулканизма. Этот вывод согласуется с геохимическими особенностями (в т.ч. изотопными отношениями Sr, Nd, Pb) *petit-spot* базальтоидных пород (базальтов, трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов) в Тихом и Индийском океанах и базанита на гайоте Альба [5]. Эти породы имеют близкие по форме нормированные к примитивной мантии мультиэлементные распределения с характерными минимумами Zr-Hf и Ti, а также нормированные к хондриту спектры REE+Y с отношением (La/Yb)_N до 31. Предполагается, что *petit-spot* вулканические породы с подобными геохимическими особенностями формировались из щелочно-базальтовых расплавов, образованных при декомпрессионном частичном плавлении карбонатизированных перидотитов метасоматизированной океанической литосферы в области LAB [7, 8].

Анализ данных по датировкам вулканических пород гайота Альба, а также результаты био-стратиграфического изучения кернов скважин позволяют сделать следующие выводы и предположения.

Меловые вулканические породы, слагающие верхнюю часть основной постройки гайота Альба и его сателлита Ома Влиндер на уровне изобат 3600–2200 м, формировались в интервале 112–86 млн лет. На протяжении последующих более 60 млн лет фрагмент Pacific Plate с вулканическим массивом гайота перемещался в северное полушарие. В этот длительный период происходило частичное затопление массива гайота, эрозия вулканических пород и образование плосковершинных плато.

В миоцене (24–15 млн лет) в северо-восточной части плато гайота возобновилась активная вулканическая деятельность, происходили масштабные наземные извержения базанитовых магм из нескольких вулканов, формировались слои туфа в наземных (аэральных) и туффита в прибрежно-морских (субаэральных) условиях. Продукты вулканических извержений препятствовали образованию Fe-Mn рудных корок вокруг массива гайота.

Мантийные источники для базанитовых магм находились на глубине более 60±5 км (по *PT*-оценкам образования минеральной ассоциации лерцолита) в океанической метасоматизированной (карбонатизированной) литосфере, возможно, на уровне LAB. На путях движения по глубинным разломам, секущим меловой массив гайота Альба (рисунок, *b*), базанитовые магмы захватывали фрагменты мантийных пород (ксенолиты лерцолита, ксенокристы Ol, Crx и Орх).

После погружения гайота ниже уровня океана в пористых участках туфа и туффита в среднем и позднем миоцене (10–6 млн лет) отлагались карбонатные осадки, содержащие известковый наннопланктон. Отложения Fe-Mn рудной корки (слой III) возобновилось в плиоцене – плейстоцене (<1.8 млн лет) после полного погружения гайота.

Находки многочисленных вулканических конусов (в т.ч. несколько крупных достигающих высоты 750 м и основания 5.1 км), обнаруженные на плато гайота Альба, впервые свидетельствуют о масштабных извержениях *petit-spot* базанитовых вулканов, которые происходили в миоцене на меловых гайотах и подводных горах в Тихом океане.

Работы выполнялись при поддержке программы ФНИ 0284-2021-0006.

- [1] Hirano N., Kawamura K., Hattori M., Saito K., Ogawa Y. A new type of intraplate volcanism; Young alkali-basalts discovered from the subducting Pacific Plate, Northern Japan Trench // *Geophysical Research Letters*. 2001. V. 28. P. 2719–2722.
- [2] Hirano N., Machida S., Sumino H., Shimizu K., Tamura A., Morishita T., Iwano H., Sakata S., Ishii T., Arai S., Yoneda S., Danhara T., Hirata T. Petit-spot volcanoes on the oldest portion of the Pacific Plate // *Deep-Sea Research Part I*. 2019. V. 154. 103142.
- [3] Hirano N. Petit-spot volcanism: a new type of volcanic zone discovered near a trench // *Geochemical journal*. 2011. V. 45. P. 157–167.
- [4] Machida S., Kogiso T., Hirano N. Petit-spot as definitive evidence for partial melting in the asthenosphere caused by CO₂ // *Nature Communications*. 2017. V. 8. 14302.
- [5] 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.
- [6] 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.
- [7] 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.
- [8] Dasgupta R., Hirschmann, M.M., McDonough W.F., Spiegelman M., Withers A.C. Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts // *Chemical Geology*. 2009. V. 262. P. 57–77.



МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧИКСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (САНГИЛЕНСКОЕ НАГОРЬЕ, РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

Н.А. Поляков¹, А.В. Никифоров¹, А.К. Хертек²

¹ Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, nik4pol@yandex.ru

² Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, ajlan@mail.ru

Чикский массив уртитов, ийолитов, мельтейгитов и силикатно-карбонатных пород является ярким примером ассимиляции вмещающих карбонатных пород щелочной магмой. Он расположен в центральной части Сангиленского нагорья и относится к группе раннепалеозойских щелочных массивов Тувино-Монгольского микроконтинента. Массив представляет собой небольшое интрузивное тело вытянутой формы площадью примерно 1×0.25 км с субвертикальными контактами, залегающее среди неопротерозойских графитсодержащих мраморизованных известняков и мраморов верхненарынской и чартисской свит. Все многообразие пород, слагающих массив, определяется количественным соотношением основных породообразующих минералов: клинопироксена, нефелина, высоко-Ті граната и кальцита. В настоящей работе рассмотрен состав силикатных минералов Чикского массива.

Западный и северо-восточный фланги массива сложены преимущественно массивными ийолит-мельтейгитами с небольшим содержанием кальцита (до 5 %). Ближе к центру массивные породы сменяются шлирово-полосчатым комплексом (ШПК), который представляет собой чередование субвертикальных полос различной мощности (от нескольких сантиметров до нескольких метров) ийолит-уртитов, кальцитовых ийолит-уртитов и силикатно-карбонатных пород, а также шлиров силикатно-карбонатных пород, мельтейгитов и кальцитовых мельтейгитов. Он характеризуется наиболее неоднородным строением с сильной изменчивостью состава и структуры слагающих его разностей, границы между которыми зачастую размыты. В южной части массива выделяется более однородная зона, сложенная урритами и кальцитовыми урритами. В юго-западной части массива расположена зона, сложенная силикатно-карбонатными породами. Для всех зон характерно наличие пегматоидных участков, а также взаимное присутствие шлиров или ксенолитов разнотипных пород. Южная и западная части массива отличаются обилием разноразмерных ксенолитов мраморов.

С помощью исследования изотопного состава О и С в кальците из различных кальцитсодержащих пород массива было показано, что весь кальцит, содержащийся в уррит-ийолит-мельтейгитах и силикатно-карбонатных породах, является продуктом усвоения вмещающих карбонатов щелочной магмой при их взаимодействии [1]. Изотопный состав кислорода из различных типов пород был малоразличим, что нехарактерно для метасоматических пород, а именно такой генезис силикатно-карбонатных пород предполагался ранее [2]. Соответственно, возникал вопрос, меняется ли химический состав сквозных силикатных минералов в зависимости от типа породы, ее насыщенности кальцитом и приуроченности к той или иной вещественной зоне массива. В связи с этим был изучен химический состав клинопироксена, нефелина и высоко-Ті граната из широкого спектра образцов, охватывающих все основные породные разности (в т.ч. и контактово-реакционные) из разных зон массива.

Первичные неизменные клинопироксены уррит-ийолит-мельтейгитов и силикатно-карбонатных пород образуют достаточно гомогенную область составов, отвечающих геденбергиту с подчиненной долей диопсидовой, эгириновой и жадеитовой составляющих ($\text{Hd}_{49-73} \text{Di}_{9-22} \text{Aeg}_{0-18} \text{Ti-Aeg}_{0-4} \text{Jd}_{0-14}$) (рис. 1, А, Б). Из общей массы данных составов выделяются лишь некоторые клинопироксены из уникальных клинопироксен-кальцитовых графических сростков [3], характерные для пегматоидных ийолитов и мельтейгитов ШПК: в них наблюдается повышенное содержание молекулы диопсида (Di_{13-33}).

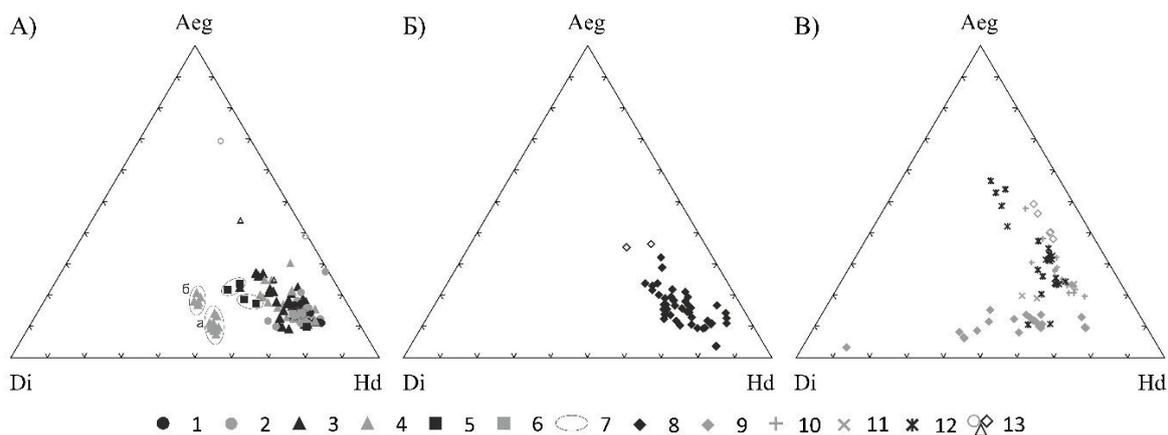


Рис. 1. Составы клинопироксена: (А) силикатных щелочных пород; (Б) силикатно-карбонатных пород; (В) контактово-реакционных пород. 1 – уртиты; 2 – кальцитовые уртиты; 3 – ийолиты; 4 – кальцитовые ийолиты; 5 – мельтейгиты; 6 – кальцитовые мельтейгиты; 7 – графические породы, в том числе с зональными кристаллами: а – центральные, б – краевые зоны; 8 – силикатно-карбонатные породы; 9 – измененные мраморы; 10 – графит-пироксеновые породы; 11 – волластонитовые породы; 12 – кальцит-графитовые породы; 13 – вторичные пироксены.

Более широкими вариациями составов обладают вторичные клинопироксены и клинопироксены из контактово-реакционных пород. Для первых характерно повышение щелочности, причем в графитизированных породах оно коррелирует со степенью графитизации. Для вторых наблюдаются зональные кристаллы с диопсидовыми ядрами и геденбергитовыми внешними зонами (рис. 1, В).

Нефелин является вторым сквозным силикатным минералом в породах массива наряду с пироксеном: он встречается во всех типах пород, от щелочных силикатных и силикатно-карбонатных до контактово-реакционных. Составы нефелина из разных пород Чикского массива образуют весьма компактное поле, отвечающее содержанию нефелиновой составляющей 74.57–85.49 %, кальсилитовой 12.24–23.74 % и кварца 0.24–7.15 % (рис. 2). Каких-либо существенных закономерностей зависимости состава нефелина от типа породы не выявлено, за исключением того, что самое низкое содержание нефелинового минала приходится на нефелин из контактово-реакционной кальцит-волластонит-нефелиновой породы.

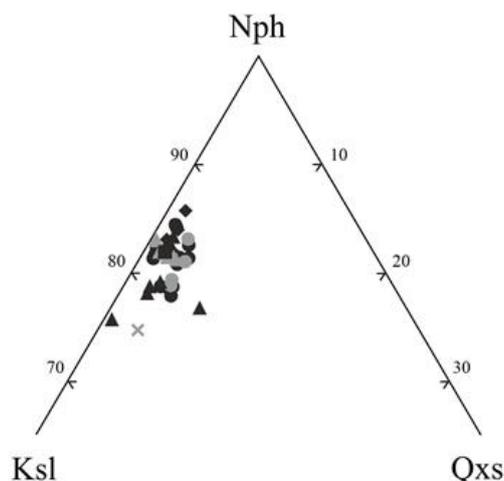


Рис. 2. Составы нефелина в породах Чикского массива (обозначения см. на рис.1).

Гранаты, содержащиеся в породах Чикского массива, можно разделить на две группы в соответствии с содержанием в них диоксида титана: высоко-Тi (5–16 мас. % TiO_2), и низко-Тi (до 5 мас. % TiO_2). Высоко-Тi гранаты относятся к главным или второстепенным породообразующим минералам. Состав большинства высоко-Тi гранатов отвечает ряду Тi-андрадит – моримотоит с подчиненным содержанием шорломитового и гроссулярового миналов (рис. 3).

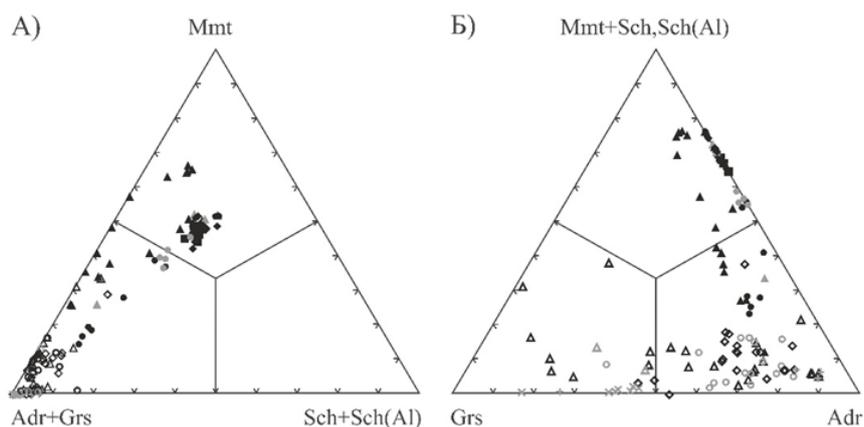


Рис. 3. Составы граната в породах Чикского массива (обозначения см. на рис. 1).

Низко-Ti гранаты замещают кристаллы высоко-Ti гранатов, а также развиваются по клинопироксенам в виде кайм и вдоль трещин, иногда замещая существенную часть кристалла. Низко-Ti гранаты также часто встречаются в ассоциации с другими вторичными минералами, такими как эгирин, Na-амфибол, канкринит, цеолиты, графит. В составе большинства низко-Ti гранатов преобладает андрадитовый минал, однако среди некоторых низко-Ti гранатов присутствуют значительные вариации по содержанию Al_2O_3 (рис. 3, B). Гранат из контактово-реакционной кальцит-волластонит-нефелиновой породы характеризуется преобладанием гроссулярового минала над андрадитовым и одним из самых низких содержаний TiO_2 (до 0.6 мас. %) (рис. 3, B).

Полученные результаты демонстрируют весьма гомогенный состав главных породообразующих силикатных минералов уртит-ийолит-мельтейгитов и силикатно-карбонатных пород Чикского массива и отсутствие его зависимости от типа породы и ее геологической позиции, что наряду с гомогенностью изотопного состава O и C кальцита в данных породах указывает, с высокой долей вероятности, на единую среду их формирования.

Работа выполнена в лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке проекта РНФ № 22-17-00033.

- [1] Nikiforov A.V., Dubinina E.O., Polyakov N.A., Sugorakova A.M., Khertek A.K. Influence of host marble rocks on the formation of intrusive alkaline rocks and carbonatites of Sangilen (E. Siberia, Russia) // *Minerals*. 2021. V. 11. 666. doi:10.3390/min11070666.
- [2] Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976.
- [3] Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Кужугет Р.В., Монгуш А.А. Кальцитовые ийолиты интрузива Чик-Хем (Тува, Россия) // *Геология, магматизм и металлогения Центра Азии*. 2018: Рудно-магматические системы Сангилена (щелочные интрузивы, карбонатиты): Материалы I Всероссийской полевой конференции с международным участием (14–30 июля 2018, Сангилен, Россия). Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2018. С. 104–108.



РОЛЬ РИФТОГЕНЕЗА И ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ДЕПРЕССИЙ НА ОКРАИНАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКИЙ ПРОГИБ И ВИЛЮЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА)

О.П. Полянский¹, Ю.Ф. Филиппов², В.А. Симонов¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, pol@igm.nsc.ru

² Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
PhilippovYF@ipgg.sbras.ru

Механизмы формирования осадочных бассейнов отражают глубинные процессы в мантии, поэтому несут важную информацию о геодинамике и тепловом режиме литосферы. Представлены результаты комплексных исследований базитового магматизма и тектонических режимов формирования двух разновозрастных объектов: среднепалеозойского Виллюйского палеорифта (восток Сибирской платформы) и пермско-триасового этапа ее северной окраины (территория Енисей-Хатангского прогиба, ЕХП).

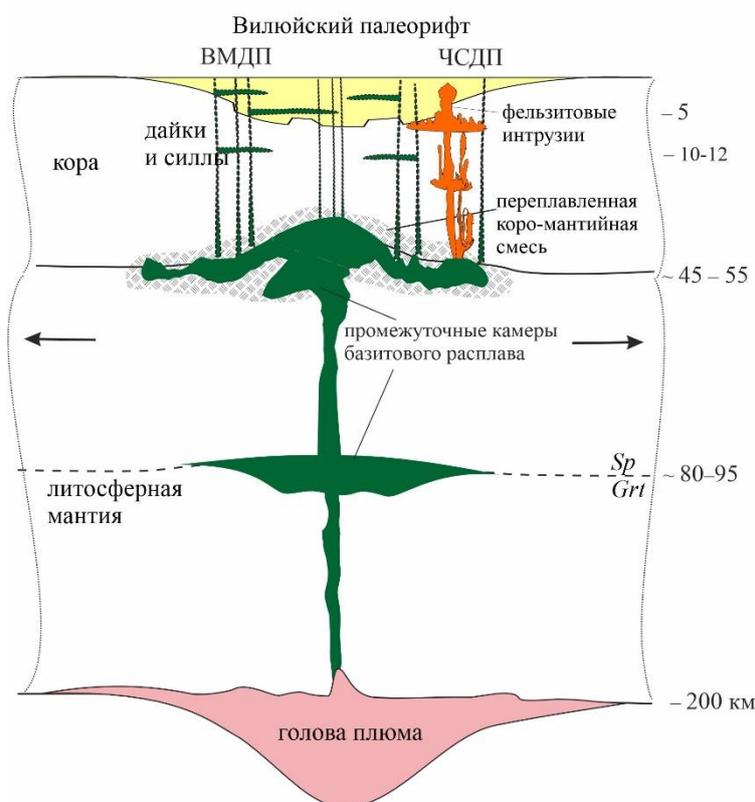
Для разных секторов северной окраины Сибирской платформы (СП) выполнена реконструкция динамики осадконакопления и погружения [1]. Анализ кривых погружения показывает, что на позднепалеозойском этапе осадочные комплексы формировались в обстановке форландового прогиба. В позднепермско-раннетриасовое время в центральном и западном секторах в связи с развитием мощного траппового комплекса погружение происходило с ускорением, а после рубежа перми и триаса характер изменился на погружение с замедлением. В период траппового магматизма аномально высокая скорость погружения составляет до 4.8 км/млн лет в центральной и до 0.5–1.1 км/млн лет – в восточной и западной части. Высокая скорость и короткая длительность накопления вулканогенных осадков могут быть объяснены эпизодом кратковременного растяжения под воздействием плюма, за которым следовал длительный этап термической релаксации. Численное моделирование температурного режима вблизи базитовых интрузивных тел показало, что влияние интрузий траппов прослеживается до 400–500 м от контактов, что должно учитываться при определении регионального палеотеплового потока. Его оценка для позднепермско-триасового этапа тектонической эволюции восточного сектора СП выполнялась по образцам пород из скважин с использованием программного комплекса PetroMod [1]. Определено, что трапповый магматизм проходил при повышенном до 100 мВт/м² тепловом потоке, при этом мантийная составляющая достигала 38–72 мВт/м², что в несколько раз превышает современный. Полученные оценки палеотеплового потока для позднепермско-раннетриасового этапа сопоставимы с аномально высокими значениями, характерными для современных континентальных рифтов.

Геохимический состав базитов, представляющих скрытую часть вулканогенного и интрузивного материала под осадочным чехлом ЕХП, позволяет сделать вывод о их принадлежности к Сибирской трапповой провинции. По геохимическим характеристикам базиты соответствуют трем группам: низкотитанистым надеждинского типа, низкотитанистым моронговского типа и в ограниченном количестве высокотитанистым ивакинского типа – «рифтового» этапа, выделяемого для Сибирской крупной магматической провинции.

По сейсмическим данным построена глубинная структурно-тектоническая модель в поперечном сечении прогиба и рассмотрено положение базитовых интрузий в осадочном разрезе в зоне сочленения СП и Карского (Таймыр-Североземельского) орогена. С учетом геохимических и сейсмических данных нет основания предполагать наличие эпицентра мантийной струи (плюма) непосредственно под депоцентром ЕХП. Аномальная зона на сейсмическом разрезе в нижней коре и на границе кора – мантия непосредственно под ЕХП может представлять собой промежуточную магматическую камеру, из которой базитовый расплав внедрялся в верхнюю кору с формированием силло-дайкового и эффузивного комплекса [2].

Для сравнения представлены результаты исследований тектономагматических событий, приводящих к формированию среднепалеозойского Виллюйского палеорифта.

Изучены расплавные включения в минералах из дайки долеритов Вилуйско-Мархинского дайкового пояса, расположенного на северо-западном плече Вилуйского палеорифта [3]. Данные по составам гомогенных стекол расплавных включений в минералах позволили установить *PT*-параметры мантийных источников исходных глубинных расплавов, ответственных за формирование габбро-долеритов Вилуйского рифта. Установлено два уровня генерации исходных расплавов для долеритов: в интервалах 95–65 км при 1480–1400 °С и 55–45 км при 1360–1320 °С. Предсказано наличие двух камер в земной коре, где происходила кристаллизация расплавов: промежуточной на уровне около 12 км при температуре 1185 °С и финальной, сформировавшейся на небольшой глубине (9–4 км) при снижении температуры до 1175–1125 °С. Двухуровневое положение очагов магмогенерации, а также неоднородность химического состава минералов позволяет объяснить наличие двух импульсов девонского базитового магматизма с возрастом первого пика активности на рубеже фран – фамен (374 млн лет) и второго в конце девона (364 млн лет), установленных ранее [4].



Модель подъема магмы над мантийным плюмом, учитывающая структуру и параметры мантии Якутско-Вилуйской крупной магматической провинции. Построена на основе результатов численного моделирования [4, 5].

Схема представляет финальную стадию подъема магмы через литосферу и образование промежуточных магматических камер в коре и мантии. Sp/Grt – глубина перехода шпинелевый–гранатовый перидотит. Стрелки означают растяжение литосферы в 1.5–2.0 раза по данным определений в [4]. ВМДП и ЧСДП – Вилуйско-Мархинский и Чаро-Синский дайковые пояса.

Разработана двумерная численная термомеханическая модель подъема магмы при плавлении мантийной литосферы над плюмом (рисунок). Модель позволяет описать структуру магматической колонны, образованной в результате плавления и транспортировки мафитовой магмы, андерплейтинг в основании коры, дайкообразование при растяжении, плавление материала коры, гибридизацию магмы и образование фельзитовых интрузий. Численное моделирование подтверждает петрологические данные о наличии промежуточного магматического очага под основанием коры и импульсный характер магматизма.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант № 23-27-00130.

- [1] Полянский О.П., Филиппов Ю.Ф., Фомин А.Н., Федорович М.О., Ревердатто В.В. Реконструкция динамики погружения и палеотемпературного режима северной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2024 (в печати). doi:10.15372/GiG2024145.
- [2] Полянский О.П., Филиппов Ю.Ф., Селятицкий А.Ю., Полянский П.О. Геохимические характеристики базитов в структуре Енисей-Хатангского прогиба и их принадлежность к Сибирской трапповой провинции // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15, № 2. 0747. doi:10.5800/GT-2024-15-2-0747.
- [3] Симонов В.А., Полянский О.П., Котляров А.В., Карманов Н.С., Королева О.В., Прокопьев А.В. Условия формирования девонских базитов Вилуйско-Мархинского дайкового пояса Вилуйского палеорифта (Сибирская платформа) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511, № 1. С. 38–45.
- [4] Polyansky O.P., Prokopyev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitsky A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform // Lithos. 2017. V. 282–283. P. 45–64.
- [5] Полянский О.П., Симонов В.А., Королева О.В., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Котляров А.В., Семёнов А.Н. Двухэтапная модель девонского базитового магматизма Вилуйского палеорифта (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 2024. Т. 65, № 7. С. 944–964.



ДРЕВНЕЙШИЕ ТОЛЩИ ОСЕВОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОГО ОРОГЕНА

А.В. Прокопьев¹, В.И. Шпикерман², Д.А. Васильев¹, В.Б. Ершова^{1,3,4}

¹ Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, prokopiev@diamond.ysn.ru

² Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

³ Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

⁴ Москва, Геологический институт РАН

Уочатский тектонический блок Омудевского террейна локализован на юго-востоке осевой части Верхояно-Колымского орогенного пояса и протягивается в северо-западном направлении на 30 км при ширине до 6–8 км. Его северо-восточный фланг сложен слабометаморфизованными фаунистическим охарактеризованными существенно карбонатными отложениями среднего ордовика уочатской свиты; ниже картируются метаморфические образования журской и лайминской свит мощностью до 840 м. В центральной части тектонического блока вскрыты метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации породы хобойской толщи. В целом, породы блока имеют северо-восточное падение. Юго-западное крыло Уочатского блока взброшено на отложения силура и верхнего триаса. В центральной части блока породы прорваны гранитогнейсами и гранодиоритами вендского возраста (напр [1]).

С целью установления деформационной истории и уточнения возраста пород Уочатского блока были проведены детальные структурные исследования и произведен отбор образцов вкрест простирания его северо-восточного крыла вдоль обнажений по руч. Жуир и в центральной части блока. Породы журской, лайминской свит и хобойской толщи представляют собой бластомилониты различного состава, структурные стресс-индикаторы в которых указывают на генеральное направление тектонического транспорта с северо-востока на юго-запад. Отмечены проявления более ранних деформаций. Были отобраны пять образцов из кварцитов и метаконгломератов журской свиты и три пробы из гранитогнейсов и гранодиоритов. U-Th-Pb датирование проводилось в Аналитико-исследовательской лаборатории ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) методом LA-SF-ICP-MS. В каждом из пяти образцов для определения возраста детритовых цирконов было исследовано более ста зерен. В магматических породах датирование проводилось по 20 зернам циркона в каждом образце.

Во всех пяти пробах кварцитов и метаконгломератов из журской и лайминской свит наблюдается схожее распределение возрастов обломочных цирконов, что свидетельствует об их близком возрасте. Наиболее значимыми являются возрастны пики в 990–1100 млн лет (около 50 % от всех датированных зерен), 1400–1476 млн лет, 1670–1880 млн лет и 2624–2742 млн лет. Нами рассчитаны нижние пределы возраста осадконакопления для метаосадочных пород по возрасту самого молодого кластера обломочных цирконов (Youngest Grain Cluster at 1σ , YGC 1σ) [2], определяемому с помощью расчета средневзвешенного значения по двум и более зернам, значения возраста которых перекрываются в пределах ошибки измерения. Таким образом, мы предполагаем, что эти толщи имеют возраст не древнее позднего мезопротерозоя – раннего неопротерозоя. Эти данные согласуются с полученными ранее возрастными данными детритовых цирконов из хобойской толщи на юго-западном крыле Уочатского тектонического блока в интервале 998–1050 – 2546–2723 млн лет [1]. Установлен U-Pb возраст прорывающих эти толщи гранодиоритов и гранитогнейсов по датированию 60 зерен цирконов – 615.4 ± 1.0 , 615.4 ± 1.3 , 620.8 ± 1.0 млн лет. Эти даты также близки возрасту мигматитов и даек лейкогранитов, локализованных на юго-западном крыле и в центральной части Уочатского блока – 620, 623 ± 8 , 627 ± 4 , 627 ± 3 и 631 ± 6 [1] и свидетельствуют о позднепротерозойском (эдиакарском) возрасте этих образований.

Степень метаморфизма и интенсивность деформаций увеличивается вниз по разрезу, но их возраст пока неизвестен. Близкая ориентировка основных структурных элементов в слабометаморфизованных породах ордовика и метаморфическом комплексе позволяет предполагать, что

эти деформации могут иметь как минимум фанерозойский возраст и, возможно, связаны с позднемезозойскими коллизионными событиями, которые привели к формированию Верхояно-Колымского орогена. Однако возраст реликтов ранних деформационных структур пока непонятен. На северо-западе орогена в Селенняхском тектоническом блоке известны офиолиты, U-Pb возраст цирконов из габбро-амфиболитов которых определен как неопротерозойский (581–610 млн лет) [3]. Время кристаллизации гранитоидов Уочатского тектонического блока близко возрасту этих образований.

Стоит обратить внимание на преобладание во всех изученных образцах популяции детритовых цирконов с возрастом около 990–1100 млн лет, источники которых отсутствуют на северо-востоке Азии. Возможным источником кластики мог являться Гренвилльский ороген. «Гренвилльский» сигнал в возрастах обломочных цирконов присутствует в мезо- и неопротерозойских толщах юго-восточной и восточной (здесь и далее в современных координатах) окраин Сибири (Южное Верхоянье [4] и Приколымский террейн [наши данные]). Полученные данные свидетельствуют, о том, что не только юго-восточная [4] и восточная окраины Сибирского палеоконтинента, но и его северный фланг могли находиться на рубеже мезо- и неопротерозоя вблизи западной окраины Лаврентии и севера Балтики.

Полевые работы выполнены частично по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект FUFG-2024-0005) и ФГБУ «Институт Карпинского», изотопно-геохимические исследования и интерпретация результатов проведены при поддержке Российского научного фонда (проект № 20-17-00169).

- [1] Шпикерман В.И., Полуботко И.В., Васькин А.Ф., Петухов В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Верхояно-Колымская. Масштаб 1:1 000 000. Лист Р-55 (Сусу-ман): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 520 с.
- [2] Dickinson W.R., Gehrels G.E. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 288. P. 115–125.
- [3] Ganelin A.V., Sokolov S.D., Shpikerman V.I., Gertseva M.V., Maskaev M.V. The new data on the age of the Kalgyn ophiolite of the Chersky collision belt (Northeast Asia): Results of U-Th-Pb (SIMS) geochronological studies // *Doklady Earth Sciences*. 2022. V. 506, № 2. P. 142–147. doi:10.31857/S2686739722600631.
- [4] Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia – Siberia connection // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 164. P. 409–420.



ФЛЮОРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ И ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

И.Р. Прокопьев, В.О. Горюнова

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

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) выделяют позднемезозойскую карбонатитовую провинцию, сформированную в результате рифтогенеза и внутриплитного магматизма [1]. В нее входят комплексы с Ва-РЗЭ-флюоритовой минерализацией, расположенные в Западном Забайкалье, Южной Монголии и Центральной Туве. Центрально-Тувинский карбонатитовый пояс включает в себя несколько полей: Карасугс–кое, Улатай-Чозское (Улатайское) и Чайлюхемское. Карбонатиты слагают дайкообразные тела, брекчии и трубки взрыва. По составу и последовательности внедрения карбонатиты разделяются на ранние анкерит-кальцитовые и поздние сидеритовые с флюоритовой минерализацией. Флюорит сидеритовых карбонатитов находится в ассоциации с кальцитом, флогопитом, магнетитом, бастнезитом-Се и баритом (рис. 1, а). Флюорит имеет две генерации: порфирировые вкрапленники зерен с концентрически-зональной окраской от фиолетовой до светло-фиолетовой от центра к периферии зерен (магматические) и мелкозернистые агрегаты светло-зеленой окраски, заполняющие прожилки (гидротермальные).

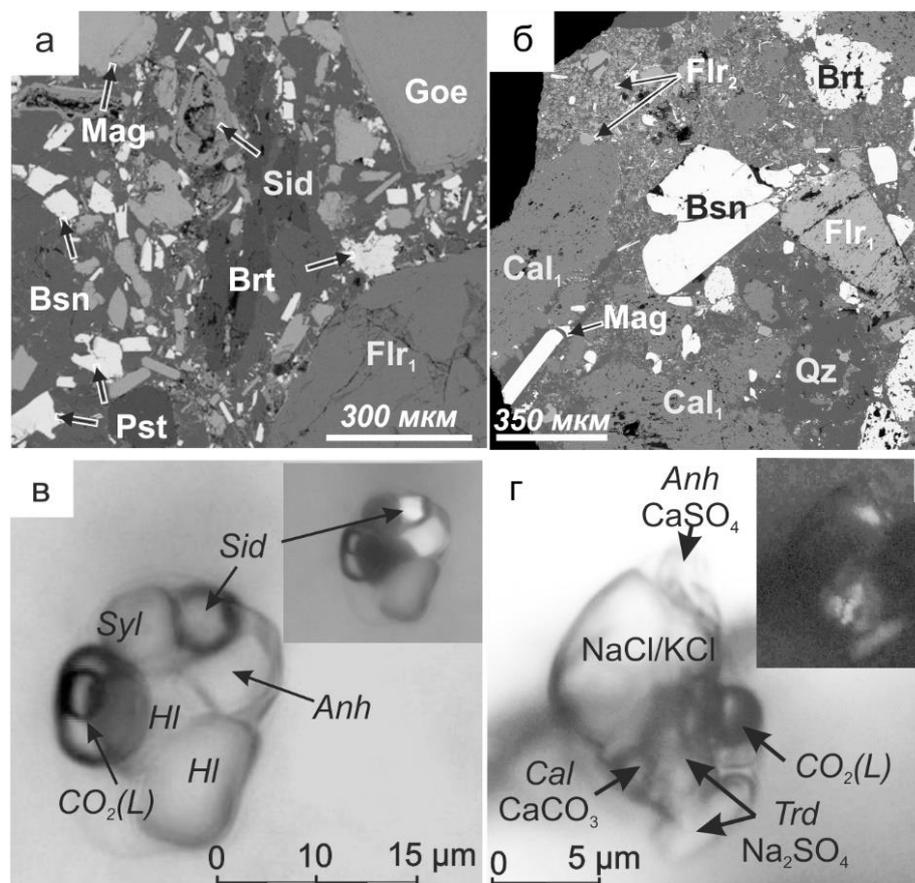


Рис. 1. Минеральная ассоциация карбонатитов и рассол-расплавные включения во флюоритах Тувы (а, в) и Таймыра (б, г): (а, б) – фотографии в обратно рассеянных электронах, (в, г) – фотографии включений. Аббревиатуры минералов: Flr – флюорит, Cal-кальцит, Brt – барит, Bsn – бастнезит-Се, Prt – паразит, Mag – магнетит, Goe – гематит, Sid – сидерит, Qz – кварц, Anh – ангидрит, Syl – сильвин, HI – галит, Trd – тенардит.

В пределах Центрально-Таймырского региона Таймырской складчатой области (Верхнекыйдинский щелочной массив) установлены схожие по составу и генезису пермско-триасовые кальцитовые карбонатиты с флюорит-РЗЭ-баритовым оруденением [2]. Породы представлены дайкообразными телами и брекчиями. Флюорит образует субидiomорфные индивиды, кубические кристаллы и средне- и мелкозернистые агрегаты (рис. 1, б). Минерал представлен двумя ассоциациями (генерациями): «флюорит-1 – порфиороклеты кальцита – бастнезит-(Се) – барит» (магматический парагенезис) и «флюорит-2 – мелкозернистый кальцит – кварц» (гидротермальный). Окраска зерен неоднородна – от почти бесцветных до окрашенных в насыщенные лиловые и черно-фиолетовые тона. Зональность ритмичная, окраска зерен характеризуется резким переходом от фиолетовой до бесцветной или светло-фиолетовой.

Результаты исследования состава рассол-расплавных и кристаллофлюидных включений во флюоритах карбонатитов Центральной Тувы и Центрального Таймыра показали, что состав дочерних фаз и температура гомогенизации включений схожие. В первом случае включения имеют карбонатно-сульфатно-хлоридный состав, дочерние фазы включений представлены галитом, сильвином, сидеритом, ангидритом, барито-целестином, гидрокарбонатом РЗЭ и гидросульфатами; температура гомогенизации включений во флюорите сидеритовых карбонатитов Тувы составляет 580–650 °С для магматической генерации и 480–300 °С – для гидротермальной (рис. 1, в) [3]. Во флюорите карбонатитов Центрального Таймыра рассол-расплавные и кристаллофлюидные включения содержат кальцит, тенардит, ангидрит, галит и сильвин, присутствуют также фазы F- РЗЭ карбонатов (рис. 1, з). Температура гомогенизации расплавных включений отвечает диапазону 580–610 °С. Для гидротермального флюорита температура гомогенизации включений равна 450–300 °С.

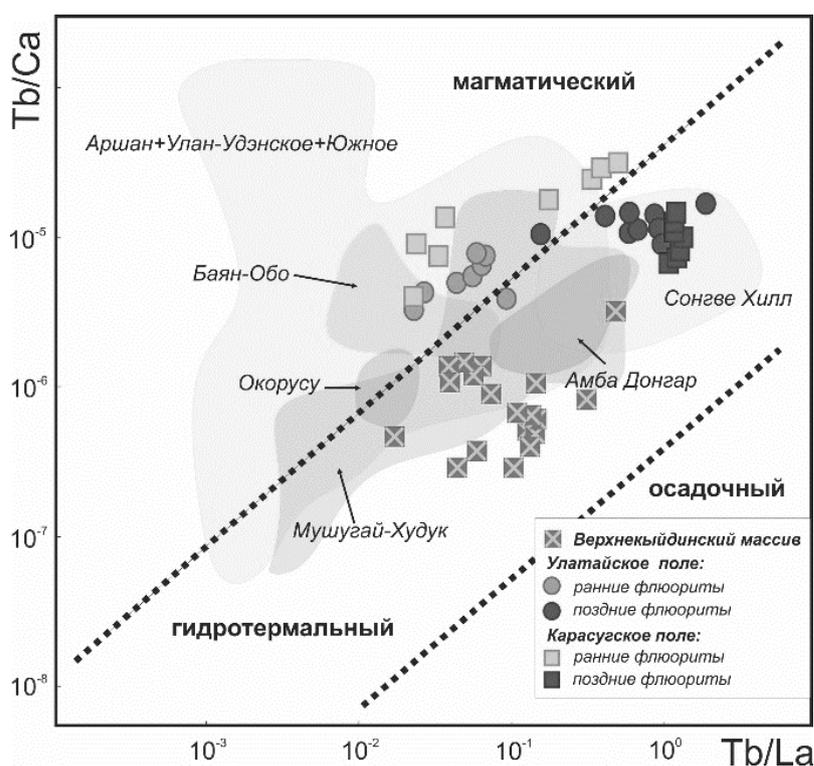


Рис. 2. Диаграмма $Tb/La - Tb/Ca$ для исследуемых флюоритов Таймыра и Тувы в сравнении с флюоритами карбонатитов мира. Границы полей по [4]. Области флюоритов карбонатитов мира по [5].

Редкоземельная характеристика флюоритов Таймыра и Тувы имеет свои особенности. Флюориты Центральной Тувы имеют высокое содержание РЗЭ – до 7352 г/т, в то время для флюоритов Центрального Таймыра значения не превышают 519 г/т. Кроме того, флюориты Тувы по составу редких земель имеют две разновидности. Для первой (ранней) характерно преобладание легких РЗЭ над тяжелыми и положительная Eu аномалия, которая может отражать смену окислительно-восстановительных условий, в то время как вторая (поздняя) отличается отсутствием Eu аномалий и значительным обеднением легкими элементами над средними и тяжелыми. Особенность состава РЗЭ флюоритов Центрального Таймыра заключается в слабом преобладании

легких элементов (за исключением лантана) над тяжелыми и слабой положительной Eu-аномалии. На диаграмме Tb/La – Tb/Ca [4], показано, что флюориты Тувы разделились на две группы: первая попадает в магматическую область, вторая – в гидротермальную (рис. 2). Флюориты Центрального Таймыра расположились в гидротермальной области на диаграмме (рис. 2), что определяет специфику РЗЭ-состава флюоритов, однако составы флюорита Таймыра также попадают в поля распространения флюоритов карбонатитов как Южно-Монгольского и Западно-Забайкальского комплексов карбонатитовой провинции ЦАСП, так и схожих по генезису мировых карбонатитовых проявлений: Амба-Донгар, Сонгве-Хилл и других. В данном случае показано, что диаграмму Tb/La – Tb/Ca не всегда следует однозначно использовать для разделения флюоритов на магматический и гидротермальный генезис; вместе с тем она информативна для корреляции данных РЗЭ-флюоритовых карбонатитов складчатых поясов формирования.

Полученные данные по исследованию флюоритовой минерализации показывают схожесть образования щелочно-карбонатитовых комплексов Таймыра и ЦАСП с определенной последовательностью эволюции расплавов и флюидов при переходе от магматического этапа к гидротермальному, которая может отражать специфику генезиса и рудоносности карбонатитов складчатых поясов образования.

Исследования выполнены по базовому проекту НИР ИГМ СО РАН (22041400241-5).

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика и мантийные плюмы, их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т.11, № 6. С. 504–531.
- [2] Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Starikova A.E., Yang Y., Goryunova V.O., Tomoshevich N.A., Proskurnin V.F., Saltanov V.A., Kukharenskiy E.A. Geochronology and origin of the carbonatites of the Central Taimyr Region, Russia (Arctica): Constraints on the F-Ba-REE mineralization and the Siberian Large Igneous Province // Lithos. 2023. V. 440–441. P. 14.
- [3] Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Redina A.A. Brine–Melts and Fluids of the Fe-F-P-(Ba)-(Sr)-REE Central Asian Carbonatite Province (Southern Siberia and Mongolia): The Petrogenetic Aspects // Minerals. 2023. V. 13, № 4. 573.
- [4] Möller P., Parekh P.P., Schneider H.J. The application of Tb/Ca – Tb/La abundance ratios to problems of fluorite genesis // Mineralium Deposita. 1976. V. 11. P. 111–116.
- [5] Redina A.A., Nikolenko A.M., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Vladykin N.V. Conditions for the crystallization of fluorite in the Mushgai-Khudag complex (Southern Mongolia): Evidence from trace element geochemistry and fluid inclusions // Geochemistry. 2020. V. 80. P. 11.



ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА: ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТА

Е.В. Пушкарев

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УРО РАН, pushkarev.1958@mail.ru

Платиноносный пояс Урала (ППУ) вмещает 14 крупных габбро-гипербазитовых массивов, варьирующихся по площади выходов на поверхность от 30 до 730 км² [3, 4]. Пояс протянулся вдоль 60-го меридиана от Среднего до Приполярного Урала более чем на 900 км. Это крупнейшая в мире структура. Пояса меньшего размера и представительности расположены в Юго-Восточной Аляске [10, 11] и в Британской Колумбии [12]. Согласно А.А. Ефимову, в составе ППУ выделяется несколько структурно-вещественных комплексов, которые не имеют прямой генетической связи друг с другом и могут как образовывать самостоятельные, изолированные интрузии, блоки или автономные массивы с собственной историей становления и структурой, так и быть объединены друг с другом по зонам горячих тектонических швов [4]. Среди таких вещественных комплексов (ассоциаций) можно выделить: 1) ультраосновную платиноносную дунит-клинопироксенит-тылаитовую серию, для которой применимо название, известное в международной литературе как комплексы урало-аляскинского типа; 2) комплекс оливиновых габбро с железистыми оливинитами и пироксенитами; 3) комплекс высокостронциевых анортит-амфибол-клинопироксеновых габбро; 4) габбро-норитовый комплекс; 5) интрузивный анортозит (плагиоклазит)-плагиогранитный комплекс; 6) комплекс экзоконтактовых динамотермальных метаморфических пород. Последний включен в состав пояса, так как его образование связано с внедрением ультрамафит-мафитовых интрузий или горячих протрузий, имеет с ними близкий возраст и стиль пластических деформаций, что указывает на общую историю становления.

Первоначальные представления первой половины XX в. о формировании мафит-ультрамафитовых массивов ППУ сводились к тому, что это генетически единые, дифференцированные интрузии примерно одного возраста, внедрившиеся в вулканогенно-осадочные комплексы Тагильской зоны и сформировавшие экзоконтактовые ореолы роговиков [1, 2, 6, 7]. К концу XX в. сформировалось уже несколько принципиально разных представлений о формировании структурных единиц пояса. А за последние 25 лет появилось большое количество изотопно-геохронологических данных, показавших, что возраст различных комплексов, входящие в структуру ППУ, укладывается во временной интервал продолжительностью, по крайней мере, 150 млн лет [8]. При этом даже возраст однотипных, генетически подобных комплексов может отличаться на 100 млн лет и более. Единой, согласованной геолого-генетической модели формирования Платиноносного пояса Урала и связанных с ним хром-платиновых, титаномагнетитовых и комплексных сульфидных медно-палладиевых месторождений на сегодняшний день не существует.

Какие факты по геологии и геохронологии Платиноносного пояса Урала установлены к настоящему времени? 1. Платиноносный дунит-клинопироксенит-тылаитовый комплекс урало-аляскинского типа является генетически самостоятельным образованием. Его главной особенностью является преобладание в составе высококальциевых и высокомагнезиальных ультрамафитов и тылаитов и практически полное отсутствие габброидов любого типа. Возрастные рубежи формирования платиноносной ассоциации пород соответствуют венду (551 млн лет), ордовику – силуру (450–430 млн лет), а заключительные импульсы ультраосновного магматизма фиксируются в раннем девоне (415–400 млн лет). Обсуждаемыми вопросами являются состав родоначального расплава и мантийного источника и тектонические причины, по которым одни и те же по составу ультрамафиты внедряются в одну зону на протяжении 100 млн лет. Возраст и условия формирования хром-платинового и титаномагнетитового оруденения. 2. Комплекс оливиновых габбро и ассоциированных с ними железистых ультрамафитов типа титаномагнетитовых оливинитов и пироксенитов генетически не связан с магнезиальным дунит-клинопироксенит-тылаитовым комплексом. Оливиновые габбро формируют собственные массивы, с собственной структурой и историей формирования. Согласно геохронологическим данным [8] возраст оливиновых

габброидов ППУ соответствует венду (570–550 млн лет). Обсуждаемыми вопросами являются состав родоначального расплава и мантийного источника, связь с дунит-клинопироксенит-тылаитовым комплексом, природа и возраст сульфидного медно-палладиевого оруденения. 3. Комплекс высокостронциевых анортит-амфибол-клинопироксеновых габбро (петротип расположен в Кытлымском габбро-гипербазитовом массиве), предположительно, образовался в результате водного автометаморфизма оливиновых габброидов второй ассоциации при *PT*-условиях, соответствующих амфиболитовой фации. По существующим оценкам возраст габброидов позднесилурийский – 427 млн лет.

Обсуждаемыми вопросами являются состав протолита, природа и возраст сульфидного медно-палладиевого оруденения. 4. Габбро-норитовый комплекс с возрастом 430–420 млн лет образует крупные массивы с собственной структурой и историей формирования. Первичный расплав соответствует островодужным базальтам. Обсуждаемыми вопросами являются природа и геотектонический режим формирования расплавов, причина пространственной связи с дунит-клинопироксенит-тылаитовым комплексом. 5. Анортозит(плагиоклазит)-плагиогранитный комплекс имеет возраст 415 млн лет [5] и прорывает породы 2 и 3-й ассоциации. По данным Г.Б. Ферштатера, его образование связано с барическим водным анатексисом амфиболовых габбро ППУ [9]. Обсуждаемыми вопросами являются условия формирования и источник. 6. Комплекс экзоконтактных динамотермальных пород имеет вендский, силурийский и раннедевонский возраст [8]. Метаморфические породы образовались под влиянием горячих мафит-ультрамафитовых масс 1 и 2-го комплекса и были выведены вместе с ними на уровень окончательного становления. Окружающие вулканогенно-осадочные комплексы Тагильской зоны не являются субстратом для формирования пород экзоконтактных ореолов. Предполагается, что метаморфические породы вендского возраста являются кристаллическим основанием Тагильской островной дуги палеозойского возраста [8]. Обсуждаемыми вопросами являются состав и возраст протолита, время интеграции с ультрамафитовыми и габбровыми комплексами, механизмы выведения на уровень окончательного становления.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00224, <https://rscf.ru/project/23-17-00224/>.

- [1] Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 319 с.
- [2] Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Л., 1923. Вып. 62. Ч. 1–3. 344 с.
- [3] Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- [4] Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153.
- [5] Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др. Новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // Доклады РАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512–516.
- [6] Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. СПб., 1928. Вып. 108. С. 1–51.
- [7] Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Труды СПб Общества естествоиспытателей. 1900. Т. 30, вып. 5. С. 1–257.
- [8] Петров Г.А. Докембрийские комплексы фундамента палеозойской островодужной системы на Среднем Урале. М.: РУСАЙНС, 2019. 276 с.
- [9] Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро М.П. Анатексис базитов в зоне палеосубдукции и происхождение анортозит-плагиогранитной серии Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 1998. № 8. С. 768–781.
- [10] Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, southeastern Alaska. USGS Prof Paper 1564. 1995. 52 p.
- [11] Irvine T.N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex Southeastern Alaska // The Geological Society of America. Memoir 138. Ontario, 1974. 176 p.
- [12] Nixon G.T. Platinum-group elements in the Afton Cu-Au porphyry deposit, southern British Columbia // British Columbia Geological Survey Series. Geological Fieldwork. 2003. P. 263–290.



ПЕРВЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ПРИСУТСТВИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД В УФАЛЕЙСКОМ БЛОКЕ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Е.В. Пушкарев¹, Г.Ю. Шардакова², А.Б. Котов², А.О. Симанкова¹

¹ Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УРО РАН, pushkarev.1958@mail.ru

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

В структуре уральского складчатого пояса на его западном склоне выделяется несколько блоков, в которых преимущественное развитие имеют раннедокембрийские метаморфические породы. Они рассматриваются большинством исследователей как фрагменты Восточно-Европейской платформы, интегрированные в структуру орогена [2, 6–8 и др]. Наибольшую известность среди них имеют Тараташский и Александровский блоки, сложенные гранулитами, гнейсами и амфиболитами, для которых по цирконам получен U-Th-Pb возраст 2800–2500 млн лет, а модельный Nd-возраст пород достигает 3.5 млрд лет [7, 8]. На одной широте с ним, но восточнее, расположен Уфалейский блок (УБ). С востока УБ ограничен зоной Главного Уральского разлома (ГУР), а с запада – Уфимским разломом. Восточная часть блока, примыкающая к ГУР, сложена сланцами, амфиболитами, кварцитами и эклогитоподобными породами куртинской свиты, а западная и центральная части – амфиболитами и гнейсами егустинской и слюдяногорской свит [1]. В амфиболит-гнейсовой толще егустинской свиты на западной периферии блока залегает субмеридиональное тело (4.0×0.5 км) ортопироксен-плагиоклаз-оливиновых клинопироксенитов, выраженное в рельефе двумя Шигирскими сопками (ШС). По данным А.А. Краснобаева с соавторами, U-Pb возраст наиболее древних цирконов из пироксенитов ШС соответствует 1651±47 и 1444±46 млн лет [3]. На этом основании на геологической карте принят протерозойский возраст как самих ультрамафитов, так и вмещающих их метаморфических пород егустинской свиты [2], хотя надежных геохронологических данных, подтверждающих докембрийский возраст метаморфических пород УБ, до сих пор не существует. Все наиболее древние датировки гнейсов, амфиболитов и прорывающих их гранитоидов, находятся в интервале 550–480 млн лет [1, 4, 9]. Не обнаружены также контакты и не установлены геологические взаимоотношения пироксенитов и вмещающих амфиболитов и гнейсов из-за отсутствия хорошей обнаженности. Согласно структурно-геоморфологическим наблюдениям можно предположить, что пироксениты прорывают метаморфические породы. В этом случае возраст вмещающих их пород также соответствует докембрию.

Для проверки этого предположения выполнено определение U-Th-Pb (LA-ICP-MS) возраста детритового циркона из четвертичных глинисто-гравийных отложений сухого русла временного водотока в субширотной долине длиной около 1 км, разделяющей пироксениты северной и южной Шигирских сопкок. Область сноса водотока захватывает как сами ультраосновные породы, так и непосредственно вмещающие их гнейсы и амфиболиты егустинской свиты. Принос материала из удаленных источников не исключен, но маловероятен.

Исследования проводились в ЦКП "Геоаналитик", ИГГ УРО РАН, г. Екатеринбург. U-Th-Pb исследования выполнены на квадрупольном масс-спектрометре ICP-MS NexION 300S с приставкой для лазерной абляции (LA-ICP-MS) NWR 213. Диаметр «кратера» 25 мкм (аналитики В.С. Червяковский, М.В. Червяковская). При построении гистограмм и кривых относительной вероятности распределения возрастов приняты во внимание только конкордантные оценки возраста ($-5 < D < 5$). Всего было изучено 176 зерен циркона, для которых получено 253 оценки возраста. 109 из них являются конкордантными ($D < 5$ %), а 22 – субконкордантными ($5 \% < D < 10$ %). На кривой относительной вероятности распределения возраста выделяется главный максимум 2100–2000 млн лет, куда попадает около 30 % всех определений, и несколько слабо выраженных максимумов в интервале 3200–2500 млн лет. Единичные зерна циркона имеют возраст 570–485 млн лет, соответствующий времени проявления в УБ метаморфизма, синхронного с Тиманским орогенезом на Урале [6, 9].

Таким образом, в четвертичных отложениях в западной части Уфалейского блока, где среди амфиболит-гнейсовой толщи залегают клинопироксениты докембрийского возраста, преобладает детритовый циркон с возрастом 2100–2000 млн лет. Этот интервал соответствует времени проявления гранулитового метаморфизма и мигматизации в Тараташском и Александровском блоках, породы которых послужили источником детритового циркона для песчаников в основании айской свиты рифея [5, 7, 8]. Авторы предполагают, что источником кластического материала являются породы Уфалейского блока, непосредственно окружающие клинопироксениты Шигирских сопков, а дальность его переноса была незначительной. Полученные результаты позволяют предположить, что в структуре УБ присутствуют метаморфические породы раннедокембрийского возраста, которые ранее установлены не были. Наличие здесь протерозойских клинопироксенитов усиливает сходство в геологическом строении и эволюции Уфалейского блока с Тараташским и Александровским фрагментами Восточно-Европейской платформы, выведенными в структуры складчатого Урала.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант № 23-17-00224. <https://rscf.ru/project/23-17-00224>.

- [1] Белковский А.И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс: ИМИН УрО РАН, 2011. 234 с.
- [2] Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Шох В.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Южно-Уральская. Масштаб 1: 200000. Лист N-41-I (Кыштым): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ. 2021. 181 с.
- [3] Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопков (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // Доклады РАН. 2013. Т. 450, № 5. С. 586–591.
- [4] Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. и др. Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса // Труды ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Вып. 157. С. 273–279.
- [5] Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Доклады РАН. 2013. Т. 451, № 3. С. 308–313.
- [6] Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- [7] Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.
- [8] Тевелев Ал. В., Кошелева И.А., Тевелев Арк. В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов // Вестник МГУ. Серия 4. 2015. № 1. С. 27–42.
- [9] Шардакова Г.Ю. Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы // Литосфера. 2016. № 4. С. 133–137.



ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ОСНОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО РАЗРЕЗА ФУНДАМЕНТА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА, УРЛЕШСКАЯ СВИТА)

А.А. Разумовский¹, Н.Б. Кузнецов¹, Т.В. Романюк², И.В. Латышева¹,
К.И. Данцова³, А.С. Дубенский¹, К.Г. Ерофеева¹, О.А. Маслова¹,
А.С. Новикова¹, И.В. Федюкин¹, А.В. Шаццлло², В.С. Шешуков¹

¹ Москва, Геологический институт РАН, anatoly.razumovskiy@mail.ru

² Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

³ Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

В герцинидах, в широком смысле этого понятия, Урала, Анатолии, Европы, Северной Африки и Северной Америки, в основании палеозойских комплексов с ярко выраженным структурным несогласием залегают однотипные толщи кварцевых и/или аркозовых песчаников позднекембрийско-раннеордовикского, реже среднеордовикского возраста. Эти толщи залегают на неравномерно дислоцированных и метаморфизованных верхнекембрийских образованиях, часто интродуцированных вендско-кембрийскими гранитами. Сегодня большинство исследователей считает, что эти образования слагают разновеликие блоки (террейны), некогда представлявшие собой разные части вендско-эдиакарской Авалонско-Кадомской активной окраины континента Гондвана. Пояс Пери-Гондванских террейнов прослежен от восточных районов Северной Америки (Авалония и Флорида) через палеозойды Северной Африки (Марокко), Западной (Иберия – блоки Осса-Морена, Бежа-Окебучас и др., Франция – Армориканский массив, массив Централь и др.), Центральной (блоки Саксоно-Тюрингии и Шварцвальда, массивы Малданубикум, Тепла-Баррандиан, Богемский и др.), Южной (Протоальпы) и Юго-Восточной (Македонский массив и др.) Европы в структуры Анатолии, Северного Причерноморья, Закавказья и Северного Прикаспия до самых восточных зон палеозойд Южного Урала [1 и ссылки в этой работе].

Одним из важных маркеров принадлежности обсуждаемых толщ и подстилающих их комплексов к структурам Кадомско-Авалонской окраины Гондваны является присутствие в спектрах U-Pb изотопных возрастов зерен детритового циркона (dZr), извлеченных из обломочных пород этих толщ, популяции с возрастом в диапазоне поздний докембрий – ранний палеозой. Эта популяция зерен dZr была названа Пери-Гондванским (авалонско-кадомским) провенанс-сигналом [1 и др.].

К началу наших исследований существовали немногочисленные данные о том, что некоторые элементы строения Большого Кавказа также могут содержать блоки перигондванского происхождения. А именно в последние годы был определен вендский возраст для некоторых гранитоидов Передового хребта [2, 3], а также были получены единичные, статистически не представительные, результаты U-Pb датирования зерен dZr из алевролитов урлешской свиты [4, 5]. В рамках представляемого исследования нами впервые получены статистически значимые, в количественном и качественном отношении, результаты датирования зерен dZr из песчаников урлешской свиты, залегающей в основании палеозойского разреза Бечасынской зоны Большого Кавказа.

Северная и центральная части Большого Кавказа образованы вовлеченной в орогенез окраиной эпигерцинской Скифской плиты. Домезозойский фундамент Скифской плиты обнажен в пределах зоны Главного хребта Центрального Кавказа и в отделенном от него Пшекиш-Тырны-аузской шовной зоной т.н. Северо-Кавказском краевом массиве. Последний объединяет зоны: Передового хребта, Карачаево-Черкесскую, или Бечасынскую (другие варианты написания – Бичасынская, Бийчасынская), Лабино-Малкинскую и Северо-Кавказскую моноклинали. Нижне-среднеюрский осадочный чехол Скифской плиты сорван со своего основания и интенсивно дислоцирован в пределах зоны Главного хребта и, напротив, слагает относительно спокойную моноклинали комплекса неавтохтона в пределах Северо-Кавказского краевого массива.

В Малкинско-Хасаутском районе Бечасынской зоны фундамент Скифской плиты вскрыт каньонообразными долинами бассейна р. Малкиа. Для домезозойских образований на этом участке характерно сочетание купольного и покровного-надвигового строения. Центральное структурное положение занимает Малкинский купол, ядро которого сложено одноименным гранитным массивом позднепалеозойского возраста [6]. ССВ крыло Малкинского купола сложено зонально-метаморфизованными образованиями – хасаутским (по другой терминологии – бечасынским [4]) комплексом. Хасаутский комплекс разделен на две серии: более метаморфизованная структурно нижняя часть выделена как среднерифейская «хасаутская метаморфическая серия», сложенная чередованием плагиогнейсов, кристаллосланцев и амфиболитов, видимой мощностью около 1500 м. Занимающие более высокое структурное положение, неравномерно метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования выделены как «хасаутская серия метаморфизованная». Эта серия расчленена на халтухакольскую, долинонарзанную и шиджатмазскую свиты. Мощность серии достигает 2300 м, для нее принят среднепозднерифейский возраст [6]. Следует отметить, что немногочисленные палеонтологические и изотопные определения возраста, известные для хасаутского комплекса на сегодняшний день, нельзя считать строго доказанными.

На породах шиджатмазской свиты хасаутского метаморфического комплекса с разрывом и угловым несогласием [7, 8 и др.] залегает мощная (до 1.5 км) толща, сложенная слоистыми светлыми существенно кварцевыми и/или субаркозовыми кварцитовидными песчаниками, расчлененными маломощными слоями и линзами алевролитов, выделяемая как урлешская свита [4, 6–9 и др.]. Урлешская свита согласно перекрыта известняками манглайской свиты, которая на основании многочисленных фаунистических находок датирована поздним силуром – ранним девоном [10]. Из редких линз известняков залегающей с разрывом на манглайской свите четглахранской, преимущественно терригенной, толщи, были выделены верхнеэйфельские конодонты [10].

За более чем столетнюю историю изучения урлешской свиты вопрос о ее возрасте всегда был чрезвычайно важным в стратиграфическом, тектоническом и палеогеографическом отношении. В разные годы различные исследователи его принимали как вендский [11], кембрийский [8 и др.] и ордовикско-силурийский [12 и др.]. Квинтэссенцией компромисса этих исследований может служить возрастной индекс урлешской свиты на Государственной геологической карте последнего поколения «V-Є:O-S₁» [6].

Породы урлешской свиты были опробованы нами в придорожных выемках автодороги Кисловодск – Джилы-Су, в среднем течении р. Шиджатмаз. В точке с координатами 43°42.795' с.ш., 42°40.725' в.д. из наименее окварцованных среднезернистых, серо-желтых на свежем сколе аркозовых песчаников была отобрана проба DN221A. Вес пробы составил 2.9 кг, вес шлиха 130 г, из которого было выделено около 0.04 г циркона. В точке с координатами 43°42.647' с.ш., 42°40.648' в.д. из мелко- и среднезернистых, серо-зеленых на свежем сколе, аркозовых песчаников была отобрана проба DN222A. Вес пробы составил 2.8 кг, вес шлиха, из которого было выделено около 0.19 г циркона, был равен 60 кг.

U-Th-Pb изотопные анализы (LA-ISP-MS) dZr выполнены в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. Описание используемой аппаратуры, а также технология измерений, рабочие параметры аппаратуры, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в работе [13]. Для пробы DN221A U-Th-Pb изотопное датирование выполнено для 87 зерен dZr. В 57 случаях аналитический сигнал позволил получить два значения возраста – для каймы и ядра, а в шести случаях – три значения возраста, т.е. всего получено 157 значений возраста. Все оказались кондиционны и использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ). На КПВ проявлены пики 502 и 553 млн лет. Взвешенное среднее значение по пяти самым молодым значениям возраста составило 478±5 млн лет (MSWD=0.13). Для пробы DN222A U-Th-Pb изотопное датирование выполнено для 105 зерен dZr. В 55 случаях аналитический сигнал позволил получить два значения возраста – для каймы и ядра, а в шести случаях – три значения возраста, т.о. всего получено 196 значений возраста. Два оказались не кондиционны, а 194 использованы для построения КПВ, на которой проявлены пики 504, 556 и 572 млн лет. Взвешенное среднее значение по шести самым молодым значениям возраста составило 479±4 млн лет (MSWD=0.26).

Анализ полученных результатов U-Pb изотопного датирования зерен dZr из песчаников урлешской свиты позволяет сделать следующие выводы:

1. Средневзвешенные оценки возраста, рассчитанные по наиболее молодым цирконовым датировкам, соответствуют позднему тремадоку или пограничному рубежу между тремадокским

и флоским веками раннего ордовика и ограничивают снизу (т.е. не древнее) время накопления урлешской свиты.

2. Урлешская свита была сформирована не на окраине Восточно-Европейской платформы (Балтии), так как среди возрастов зерен извлеченного из нее dZr полностью отсутствуют ранне-неопротерозойские и более древние значения, т.е. существование последних в питающей провинции исключено.

3. Наличие яркого Пери-Гондванского провенанс-сигнала в породах урлешской свиты позволяет рассматривать ее саму и подстилающие образования хасаутского метаморфического комплекса как фрагмент Кадомско-Авалонской окраины Гондваны.

Таким образом, в результате проведенного исследования было установлено, что песчаники урлешской свиты сформированы за счет накопления продуктов разрушения кристаллических комплексов перигондванской природы позднедокембрийско-кембрийского возраста на фоне проявления синхронного накопления урлешской свиты раннеордовикского вулканизма.

- [1] 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.
- [2] 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.
- [3] Камзолкин В.А., Сомин М.Л., Латышев А.В. и др. Об открытии поздневендского фундамента в пределах Блыбского метаморфического комплекса передового хребта Большого Кавказа // Доклады РАН. 2019. Т. 487, № 4. С. 409–413.
- [4] Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я. Бечасынская зона фундамента Большого Кавказа: возраст комплексов и проблема их тектонической позиции // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 286–290.
- [5] Somin M.L. Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. V. 20. P. 545–610.
- [6] Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Кавказская. Масштаб 1:200000. Лист К-38-I, VII (Кисловодск): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 365 с.
- [7] Красивская И.С. О соотношении силурийских и подстилающих их отложений на Северном Кавказе // Доклады АН СССР. 1961. Т. 138, № 3. С. 639–642.
- [8] Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси, 1982. 92 с.
- [9] Герасимов А.П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейне рек Малки и Кумы. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1940. Вып. 123. 84 с.
- [10] Чегодаев Л.Д., Греков И.И., Омельченко В.Л. Региональная стратиграфическая схема девонских отложений Северного Кавказа. Ессентуки, 2000. 87 с.
- [11] Беккер Ю.Р. Проблемы общей стратиграфии докембрия Кавказа // Вестник СПбГУ. Серия 7. Геология, география. 1996. Вып. 1. № 7. С. 35–43.
- [12] Обут А.М., Морозова Ф.И., Москаленко Т.А., Чегодаев Л.Д. Граптолиты, конодонты и стратиграфия силура, нижнего девона Северного Кавказа. Новосибирск: Наука, 1988. 221 с.
- [13] Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др. Природа Пучеж-Катунской 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.



СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ ГАББРО-НОРИТОВАЯ СЕРИЯ В СТРУКТУРАХ ЮЖНОГО УРАЛА: ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР И U-Rb ГЕОХРОНОЛОГИЯ

И.Р. Рахимов

Уфа, Институт геологии УФИЦ РАН, rigel92@mail.ru

В орогенной структуре Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) Южного Урала обнаружены конкордантные габбро-норитовые интрузии [2]. На государственных геологических картах масштаба 1:200000 и 1:50000 эти интрузии отмечены как диориты и габбро худолазовского комплекса раннего карбона. Однако проведенные автором геологические, минералогические и геохимические исследования выявили принципиальные различия между худолазовским комплексом и габбро-норитами, для которых был предположен более древний – позднедевонский возраст [2]. Была выделена габбро-норитовая серия, включающая два обособленных в пространстве комплекса – наурузовский на севере и файзуллинский на юге ЗМЗ. На основании структурно-геологических условий и вещественного состава генезис указанных комплексов связывался с аккреционно-коллизией геодинамической обстановкой, выделяемой в истории Южного Урала в возрастном диапазоне D_3 – C_1 [4]. Так, габбро-норитовая серия рассматривалась как одно из наиболее ранних проявлений постостроводужного базитового магматизма. Однако появившиеся недавно геохронологические данные заставляют пересмотреть их геологическую историю.

Наурузовский комплекс представлен силлами Наурузовского массива и несколькими мелкими силлами. Все они приурочены к западному крылу Верхнеуральской синклинали. Крупнейший из них Наурузовский массив протяженностью 9–10 км по азимуту СВ 30° и мощностью 0.3–0.5 км размещен в тектонически раздробленных кремнях бугулыгырской свиты (D_2) между толщами туфов карамалыташской свиты (D_2) (с запада) и алевропесчаников улутауской свиты (D_{2-3}) (с востока). Восточный контакт силла с алевропесчаниками четкий, угол падения 57° , падение ЮВ. В формировании массива выявлены две фазы – ранняя норитовая и поздняя габбро-норитовая, связываемые с дифференциацией магмы в промежуточной камере [3]. Нориты первой фазы богаты Ti-Fe-оксидами (TiO_2 до 1.6, $Fe_2O_3^*$ до 20.1 мас. %, V до 430 г/т), имеющими полигенную природу.

Файзуллинский комплекс представлен факколитами и силлами, локализованными в вулканогенно-осадочных породах улутауской свиты (D_{2-3}) на Таналыкском поднятии. Наиболее крупными являются вытянутые и слабывтянутые по форме массивы Янзигит, Шрау-Тау, Арал-Тау и Баймурзинский с площадью вскрытой части до 0.7–0.9 км². Ориентировка тел в основном субмеридиональная. Большинство тел имеет габбро-норитовый состав, а на массиве Шрау-Тау развиты нориты. В них, так же как и в норитах Наурузовского массива, распространены Ti-Fe-оксиды (но в меньших концентрациях), содержание TiO_2 не превышает 0.9 мас. %, а $Fe_2O_3^*$ достигает 16.7 мас. %, V – 180 г/т.

Породы обоих комплексов по петрографическим и минералогическим характеристикам абсолютно идентичны. Они обладают порфировидной габбро-офитовой структурой, плагиоклаз отвечает битовниту, ортопироксен – гиперстену и бронзиту, клинопироксен – авгиту. Сходны они и по химическому составу: ярко выраженные надсубдукционные геохимические метки – отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti и положительные аномалии Cs, Sr, Pb – на мультиэлементных спайдерграммах [2]. Изотопный состав стронция в породах близок: $Isr_{(T)}=0.70522$ – 0.70529 в габбро-норитах Наурузовского массива, $Isr_{(T)}=0.70443$ – 0.70544 в файзуллинских габброидах. Однако изотопный состав неодима в файзуллинском комплексе варьируется сильнее ($\epsilon Nd_{(T)}=+0.4$... $+7.0$) в сравнении с наурузовским ($\epsilon Nd_{(T)}=+3.5$... $+6.1$). Дискриминационные геохимические диаграммы указывают на высокую степень коровой контаминации мантийных магм (по La/Nb и Ce/Y отношениям), а также определяют их геотектоническое положение в области надсубдукционных или коллизионных базитов (на треугольных диаграммах Пирса и Канна,

Вуда, Короновского и Дёминой) [2]. В качестве источников магм предполагались гранатовый (гранатосодержащий) перидотит и амфиболовый пироксенит.

Изотопное U-Pb датирование циркона проводилось методом LA ICP MS в КФУ (г. Казань). Суммарно выполнено более 50 определений U-Pb возраста в 35 зернах циркона из крупной пробы U₂₃-2 (массив Науруз). Часть зерен проанализирована после химического травления и отжига для ликвидации возможных нарушений решетки. Около половины всех определений на диаграмме Pb²⁰⁷/U²³⁵-Pb²⁰⁶/U²³⁸ ложатся на дискордию, которая пересекается с конкордией в точке ~390, в которой локализируются остальные определения, образующие конкордантное значение U-Pb возраста 390±1.6 млн лет (СКВО=2.2).

Таким образом, вопреки представлениям о позднедевонском или более молодом возрасте габбро-норитовой серии ЗМЗ, по данным U-Pb возраста циркона, ее проявление произошло в эйфельском веке среднего девона. Согласно популярным представлениям, в это время произошла смена «ирендыкского» вулканизма «карамалыташским» в результате резкой перестройки зоны субдукции, связываемой с развитием внутридугового (задугового) рифта [1]. Однако интрузии габбро-норитов приурочены к деформационным структурам (по всем признакам – орогенным), в которых участвуют карамалыташские и более молодые толщи, что противоречит и полученному U-Pb возрасту габбро-норитов, и представлениям о позднедевонском – раннекаменноугольном (т.е. аккреционно-коллизийном) возрасте деформаций. В карамалыташской свите выделяются как более ранние низкотитанистые базальтоиды (аналогичные габбро-норитам), так и поздние высокотитанистые (ассоциируемые с рифтогенезом) [5]. Но предпосылок рассматривать габбро-норитовую серию в контексте «предрифтогенного» магматизма пока нет. Геологическая история этой серии требует дальнейшего уточнения.

- [1] Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- [2] Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2017. 181 с.
- [3] Рахимов И.Р., Вишневский А.В. Модели формирования Ti-Fe-оксидной минерализации постостроводужных габброидных комплексов северной части Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Георесурсы. 2023. Т. 25, № 3. С. 175–190.
- [4] Brown D., Spadea P., Puchkov V.N., Alvarez-Marron J., Herrington R., Willner A.P., Hetzel R., Gorozhanina Ye.N., Juhlin C. Arc-continent collision in the Southern Urals // Earth-Science Reviews. 2006. V. 79. P. 261–287.
- [5] Kosarev A.M., Vladimirov A.G., Khanchuk A.I., Salikhov D.N., Kholodnov V.B., Osipova T.A., Kallistov G.A., Seravkin I.B., Rakhimov I.R., Shafigullina G.T. Devonian-Carboniferous magmatism and metallogeny in the South Ural accretionary-collisional system // Geodynamics & Tectonophysics. 2021. V. 12, № 2. P. 365–391.



НАЧАЛО АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ В ТАННУОЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЕ ПО ВОЗРАСТУ КСЕНОКРИСТОВОГО ЦИРКОНА В ВОСТОЧНО-ТАННУОЛЬСКОМ БАТОЛИТЕ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

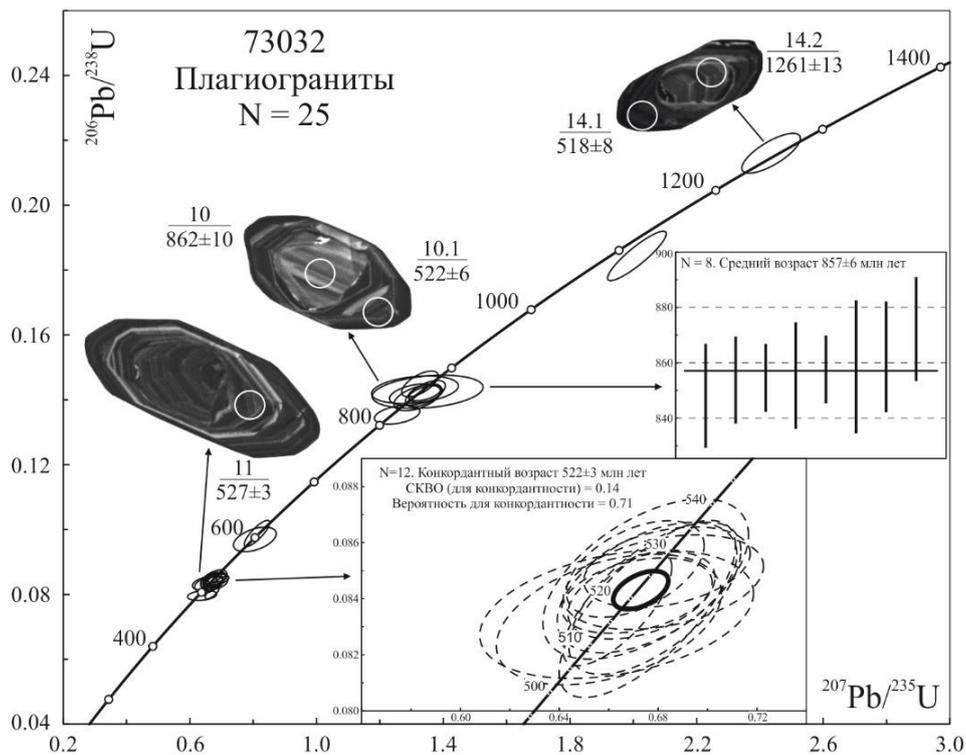
Л.Ю. Романова, Н.И. Гусев, А.Н. Ларионов

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

Доказательством начала аккреционно-коллизийных событий является участие древнего корового материала в процессе образования магм в основании островной дуги. В Каахемском батолите (Восточная Тува), расположенном в зоне сочленения Таннуольской островной дуги (ТОД) венд-раннекембрийского возраста и докембрийских образований Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ), формирование гранитоидов в аккреционно-коллизийной обстановке происходило в диапазоне 490–450 млн лет [1]. В отличие от Каахемского батолита, львиную долю которого составляют интрузивные образования ордовикского возраста, Восточно-Таннуольский батолит практически не подвергся переработке ордовикскими интрузивами. По данным С.Н. Руднева [2], в раннекембрийской островодужной диорит-тоналит плагиогранитной ассоциации Восточно-Таннуольского батолита (522–518 млн лет) ксеногенный циркон представлен двумя группами с конкордантными значениями возраста 571–562 и 543–536 млн лет. Источником этого ксеногенного циркона, исходя из геологического строения региона, вероятнее всего, являются вмещающие островодужные вулканогенные комплексы вендского и раннекембрийского возраста: кадвойская, ирбитейская свиты и их аналоги. Подавляющее большинство зерен ксеногенного циркона с возрастом 571 и 543–536 млн лет имеет высокие значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)=14.1-11.2$ и верхнерифейский модельный возраст (0.77–0.61 млрд лет). По этим параметрам они не отличаются от магматического циркона этих же пород, что также предполагает их унаследованность из одного источника расплава.

Совершенно другой, многочисленный и более древний ксенокритовый циркон установлен нами в восточной части Восточно-Таннуольского батолита в плагиогранитах интрузива Чинге. Здесь часто встречаются гетерогенные зерна с четко различимыми древними ядрами, обросшими более молодым цирконом. В обоих типах циркона проявлено ритмичное строение, указывающее на его кристаллизацию в расплаве. Было проанализировано 12 полигенных зерен, в которых изотопный анализ U-Pb методом (SHRIMP II) был выполнен отдельно по ксеногенному ядру и по ритмичной оболочке вокруг него. Большинство зерен целиком и ритмичные оболочки по 12 анализам показали конкордантный возраст 522 ± 3 млн лет с небольшим квадратичным отклонением и высокой вероятностью конкордантности (рисунок), что дает основание считать его возрастом кристаллизации плагиогранитов массива Чинге. Два унаследованных зерна имеют возраст около 600 млн лет. Циркон с таким возрастом отмечался ранее [2] и, вероятно, является «местным» и может быть связан с переработкой магматическим расплавом вендских вулканитов или интрузивных пород Таннуольской дуги. Однако восемь ядер показали близкий U-Pb возраст, средняя величина которого с 95%-ной вероятностью составляет 857 ± 6 млн лет, отвечающий верхнему рифею. Два унаследованных зерна показали среднерифейский возраст 1091 ± 17 и 1261 ± 13 млн лет.

Самые многочисленные унаследованные зерна циркона с возрастом 857 ± 6 млн лет подтверждают переработку более ранней островодужной коры ЦАСП, причем, судя по конкордантному значению, с большой вероятностью плавлению подвергались не осадочные породы, обычно содержащие разновозрастный детритовый циркон, а кислые интрузивные породы. Более древними по сравнению с ТОД в ЦАСП являются Восточно-Саянские надсубдукционные офиолиты Дунжугурской островной дуги [3]. Формирование офиолитов относится к ранней стадии развития островной дуги, зародившейся около 1020 млн лет назад [4]. Последующее развитие этой дуги, вплоть до времени ее аккреции с Гарганским блоком, было реконструировано на основе анализа возраста детритовых цирконов из осадочных пород [3]. При этом было показано,



U-Pb возраст (SHRIMP II) циркона из плагиигранитов массива Чинге Восточно-Таннуольского батолита.

что интервал магматической активности Дунжугурской дуги составил 1034–900 млн лет. Магматическая дуга развивалась на протяжении около 200 млн лет и была аккрецирована к континентальному массиву, включавшему Гарганский блок, около 800 млн лет назад [3]. В интервале 805–770 млн лет породы новообразованного аккреционного комплекса были перекрыты вулканогенно-осадочными породами активной континентальной окраины – сархойская серия – и прорваны тоналитами сумсунурского комплекса (785±11 млн лет) [3, 5]. U-Pb датирование сархойских активно-окраинных вулканитов по цирконам (SHRIMP) свидетельствует о рифейском возрасте 782±11 млн лет [5], также распространен детритовый циркон с возрастом 807±12 млн лет [6]. Таким образом, унаследованный в Восточно-Таннуольском батолите циркон с возрастом 857±6 млн лет, вероятно, формировался в интрузивах доаккреционного этапа развития Дунжугурской дуги, а магматическая активность продолжалась как минимум до 857±6 млн лет.

Изучение механизма образования и сохранности ксенокристового циркона в гранитоидах показало, что обычно кинетика растворения циркона опережает скорость образования анатектического расплава, поскольку скорость образования последнего лимитируется очень высокой удельной теплотой плавления силикатов [7]. Чтобы достаточно быстро генерировать расплавы, в которых унаследованный циркон не успевал бы раствориться, требуется высокоинтенсивный источник тепла для магматического очага. Такие условия обеспечиваются высоким тепловым потоком над базитовыми силлами в процессе андерплейтинга [7]. Образующиеся в результате расплавы могут содержать множество зерен метастабильного циркона, которые, в зависимости от скорости охлаждения отделившегося расплава, могут полностью растворяться или сохраняться в виде унаследованных ксенокристаллов. Таким образом, можно предполагать быстрое охлаждение плагиигранитного расплава массива Чинге. Присутствие в плагиигранитах Восточно-Таннуольского батолита с возрастом 523 млн лет ксенокристового позднерифейского и среднерифейского циркона указывает на то, что уже в это время в Таннуольской островной дуге начали действовать аккреционно-коллизийные процессы, приводившие в область магмогенерации находившиеся ранее на значительном удалении участки литосферы Дунжугурской островной дуги. Этот вывод согласуется с ранее предложенной моделью тектонического развития Сангилены [8], согласно которой раннеколлизийная стадия в Юго-Восточной Туве имеет возраст 535–525 млн лет. Обилие ксенокристового циркона в плагиигранитах с возрастом 523 млн лет предполагает их образование в результате андерплейтинга коры коллизийного орогена этого возраста.

- [1] Руднев С.Н., Кармышева И.В., Семенова Д.В. и др. Магматические и ксеногенные цирконы из гранитоидов Каахемского батолита как возрастные маркеры коры в зоне сочленения Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 7. С. 917–933.
- [2] Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А. et al. Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы (на примере Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 10. С. 1331–1355.
- [3] Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 1. С. 45–57.
- [4] Khain E.V., Bibikova E.V., Kreoner A. et al. The most ancient ophiolite of Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 6202. P. 1–16.
- [5] Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 7. С. 875–895.
- [6] Гусев Н.И., Кошкин В.В., Ларионов А.Н. Шутхулайский метаморфический комплекс Юго-Восточного Саяна: возраст метаморфизма и детритовых цирконов по данным U-Pb датирования (SHRIMP II) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (16–19 октября 2018 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. Вып. 16. С. 83–85.
- [7] Bea F., Morales I., Molina J.F. et al. Zircon stability grids in crustal partial melts: implications for zircon inheritance // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2021. V. 176.18.
- [8] Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Доклады РАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–88.



КАСТЕЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВ – ЛОКАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ДЛЯ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ДЕМЕРДЖИЙСКОЙ СВИТЫ (ГОРНЫЙ КРЫМ)

Т.В. Романюк

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

К настоящему времени известны результаты U-Pb датирования зерен детритового циркона (dZr) из пород некоторых стратиграфических единиц Горного Крыма (ГК). Эти результаты дают информацию о первичных источниках сноса для изученных пород. Так, в работе [12] приведены суммарные результаты U-Pb датирования dZr из песчаников среднеюрско-неогенового стратиграфического интервала. В работах [5, 7, 9–11] приведены данные по песчаникам средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ, в работе [3] – для песчаников среднеюрской ченкской толщи, в работах [1, 6] – для песчаников таврической и эскиординской серий верхнего триаса – нижней юры.

Прямые геохронологические исследования магматитов, представленных на современном эрозионном срезе, и изучение провенанс-сигналов разновозрастных осадочных пород в одном и том же регионе дополняют друг друга. Сопоставление результатов этих исследований позволяет тестировать положение источников сноса, а также палеогеографические и палеотектонические реконструкции. В некоторых случаях по результатам U-Pb датирования dZr можно с высокой вероятностью определить магматические комплексы, которые были непосредственными локальными источниками для изученных пород.

Настоящий доклад, по существу, является презентацией статьи, представленной для опубликования в журнале «Геодинамика и тектонофизика» [8], и содержит результаты U-Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS, ГИН РАН) акцессорного циркона из магматитов г. Кастель (к западу от г. Алушты) и dZr из матрикса конгломератов нижнедемерджийской подсвиты (г. Южная Демерджи).

Полученные по пробам K21-239 (плагииграниты) и K21-240 (аплиты) из магматитов интрузива г. Кастель три оценки возраста – 148 ± 1 , 156 ± 1 и 167 ± 1 млн лет – отражают события, которые происходили в интрузиве. Это в полной мере соответствует представлениям о его многостадийной магматической эволюции.

Датировка 167 ± 1 млн лет соответствует возрасту широко проявленного в ГК от м. Фиолент на западе до Карадага на востоке эпизода бимодального магматизма. Внедрение первых порций базитовой магмы дало начало формированию Кастельского интрузива. Датировку 156 ± 1 мы связываем со вторым магматическим этапом, во время которого происходила кристаллизация плагиигранитов из дифференциата основной магмы и был сформирован основной объем интрузива. Датировка 148 ± 1 млн лет установлена только в аплитовой жиле, поэтому мы трактуем этот возраст как возраст завершающего эпизода, который не оказал большого влияния на интрузив, а был проявлен локально и связан с кристаллизацией остаточных порций расплава, обусловившей формирование аплитовых жил, опережающих/секущих интрузив.

«Доюрские» кристаллы циркона из пород Кастельского интрузива мы трактуем как унаследованные из протолита. Их датировки указывают на то, что среди кристаллических пород протолита были широко представлены породы позднепалеозойско-раннемезозойского возраста.

Следующие данные указывают на то, что Кастельский интрузив (возможно, и его возрастные аналоги, которые уже полностью эродированы или еще не вскрыты эрозией) был локальным источником детрита для пород демерджийской свиты.

1. Среди зерен dZr из песчаного матрикса конгломератов нижней (проба K19-304) и верхней (проба K15-007) подсвит демерджийской свиты выявлены юрские зерна. В песчаных разностях грубообломочных юрских пород других четырех локаций в ГК, для которых в настоящее время уже есть результаты U-Pb датирования dZr, юрских зерен не выявлено. Это (i) битакские конгломераты на ЮВ окраине г. Симферополя, (ii) конгломераты г. Спилля около Балаклавской

бухты, (iii) конгломераты правого борта Байдарской долины около с. Орлиное, (iiii) песчаники ченкской толщи на южном склоне плато Обсерватория. Поставщиком юрских зерен dZr в породы демерджийской свиты мог быть только близкорасположенный источник.

2. В породах верхнедемерджийской подсвиты (проба K15-007) зафиксирована группа из пяти зерен не только с близкими верхнеюрскими возрастами $\sim 154 \pm 2$ млн лет, но и со схожими содержаниями элементов-примесей и близкими слабоотрицательными Hf-характеристиками ($\epsilon_{\text{Hf}} = -1.5 \dots -6.9$) [11]. Поставщиком таких зерен dZr мог быть только близкорасположенный локальный источник.

3. Подразделение демерджийской свиты на нижнюю и верхнюю подсвиты, а также фациальные отличия и реконструируемые седиментационные обстановки накопления верхней и нижней подсвит хорошо коррелируют с представлениями о трехэтапной истории становления Кастельского интрузива.

• Нижнедемерджийская подсвита (грубообломочные породы) накапливалась в режиме прогибания бассейна во время широко проявленного в ГК среднеюрского магматизма, в т.ч. в области, в которой сейчас расположена г. Кастель, когда около рубежа 167 ± 2 млн лет были внедрены первые порции базитовых магм. Продукты разрушения базальтовой составляющей этого эпизода магматизма попали в нижнюю подсвиту демерджийской толщи.

Во время этого эпизода были образованы также два других магматических тела ГК: Первомайский шток (174 ± 2 млн лет) и Джидайрская интрузия (170 ± 2 млн лет), расположенные на расстоянии не более 50 км от мест отбора проб, характеризующих нижне- и верхнедемерджийские подсвиты. Для этих тел U-Pb возрасты [4] в пределах допустимых погрешностей соответствуют возрасту трех зерен dZr из пород нижнедемерджийской подсвиты. Однако эти тела вряд ли были источниками юрского циркона для пород нижнедемерджийской подсвиты, так как в цирконе из Первомайского штока и Джидайрской интрузии зафиксированы содержания U и Th и величины Th/U, кардинально отличные от таковых в зернах dZr из пород нижнедемерджийской подсвиты. Отметим, что циркон из магматитов г. Кастель и плагиориолитов мыса Фиолент [2] по содержанию U и Th гораздо лучше подходит на роль источника юрского циркона для пород верхне- и нижнедемерджийской подсвиты.

• Около рубежа 156 ± 2 млн лет произошло выплавление и внедрение основного объема Кастельского интрузива. Этому этапу соответствует существенное изменение обстановки седиментации в той части бассейна, где сейчас расположена г. Южная Демерджи, которое выразилось в седиментационном несогласии между нижней и верхней демерджийскими подсвитами. Однако по результатам изучения возраста dZr существенного изменения в источниках сноса для пород верхней и нижней подсвит не зафиксировано. Это отражает, очевидно, то, что тектонические и деформационные события в этой части ГК в то время носили частный характер. Кастельский интрузив был локальным источником материала для пород верхнедемерджийской подсвиты.

• Следующий, третий, эпизод магматизма г. Кастель – формирование аплитовых жил около рубежа 148 ± 2 млн лет – произошел во время накопления верхней подсвиты. Мы интерпретируем внедрение дайко- и силлоподобных тел базитов с возрастом около 144.2 ± 2.0 млн лет в долине Бодрака и аплитовых жил интрузива г. Кастель с возрастом 148 ± 1 млн лет как связанные события, маркирующие самое начало процесса раскрытия глубоководных впадин Черного моря.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 23-27-00409, рук. Т.В. Романюк).

[1] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Никишин А.М. *др.* Источники сноса верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма по результатам U-Th-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30, № 4. С. 52–75.

[2] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Новикова А.С. Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) – верхнее ограничение возраста по результатам U-Pb изотопного датирования плагиориолитов (скала Монах) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 435–447.

[3] Кузнецов Н.Б., Страшко А.В., Романюк Т.В. *др.* Первые результаты U-Th-Pb датирования зерен детритового циркона из ченкских песчаников – вклад в стратиграфию киммерид Горного Крыма // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32, № 3. С. 56–99.

[4] Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U-Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Доклады РАН. 2017. Т. 474, № 1. С. 66–72.

[5] Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р. *и др.* Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2016. № 6. С. 20–27.

- [6] Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2020. № 2. С. 18–32.
- [7] Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др. Этапы каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изотопно-геохронологического изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 453–473.
- [8] Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Новикова А.С. и др. Магматиты горы Кастель – локальный источник детритового циркона для демерджийской свиты (г. Южная Демерджи) Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2024 (в печати).
- [9] Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61.
- [10] Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А. Структура и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // Доклады РАН. 2018. Т. 483, № 3. С. 306–309.
- [11] Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // International Journal of Earth Sciences. 2019. V. 108, № 7. P. 2407–2428.
- [12] Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic Evolution of Eastern Black Sea and Caucasus / Eds M. Sosson et al. Geological Society, London, Special Publications. 2015. 428 p.



СОВРЕМЕННАЯ ЭКЗОГЕОДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ (НА ПРИМЕРЕ АБРАЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ)

А.А. Рыбченко, А.В. Кадетова, А.А. Юрьев

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Экзогеодинамика входит в число научных направлений инженерной геологии, она изучает приповерхностные, взаимодействующие с внешними оболочками литосистемы и литотехнические системы различных уровней, а также развитие экзогенных геологических процессов и их функционирование [1]. Береговые зоны являются одними из наиболее динамично развивающихся литосистем. Основная причина этого заключается в постоянном взаимодействии четырех земных оболочек – гидросферы, литосферы, биосферы и атмосферы. За счет этого в береговой зоне происходят разнообразные и очень интенсивные процессы изменения рельефа.

Формирование береговой зоны оз. Байкал происходило в течение длительного времени и тесно связано с историей развития впадины в четвертичном периоде. На развитие процессов, развивающихся в береговой зоне, оказывают влияние гидродинамические, геолого-геоморфологические, климатические, сейсмические и другие условия и факторы. Значительная роль в проявлении интенсивности и масштабов абразионно-аккумулятивных процессов принадлежит уровенному режиму водоема [2, 3]. Положение естественного уровня воды в озере изменилось после строительства Иркутской ГЭС. В результате наполнения водохранилища (1960 г.) уровень озера понялся в среднем на 82 см, по сравнению с периодом естественных условий. Сместились на более поздние даты и средние сроки достижения сезонных минимальных и максимальных значений уровней.

Повышение уровня воды в оз. Байкал привело к активизации абразионного размыва в береговой зоне озера. Активизация абразионного процесса отмечается на всех берегах озера Байкал, относящихся к абразионному типу, это около 44 % всей протяженности береговой линии [4]. Изучение динамики берегов оз. Байкал после установления искусственного режима обеспечило фактическим материалом динамику берегов при новом, более высоком, уровне. Начало натуральных наблюдений совпало с подъемом уровня воды в оз. Байкал, первая реперная сеть была получена в 1959 г. [2, 6, 7]. Активное ведение натуральных наблюдений продолжалось в 1960–1970 гг., на некоторых участках до 1990-х годов [5]. Анализ натуральных наблюдений показал различную динамику размыва берегов. На скорость размыва и формирование берега при новом уровенном режиме оказывают влияние следующие факторы – волновая нагрузка, колебание уровня, геолого-структурные, геоморфологические, климатические условия и проявления экзогенных геологических процессов. В 1970-х годах по результатам натуральных наблюдений А.В. Пинегин и А.А. Рогозин [6, 7] пришли к выводу, что период стабилизации абразионных процессов наступает после 12–13 лет. Известно, что максимальные размывы берегов происходят в первый год после подъема уровня воды в водохранилищах, и данные натуральных наблюдений на абразионных берегах оз. Байкал подтверждают это [2, 5]. Анализ инструментальных натуральных наблюдений за динамикой размыва берегов озера позволил определить величины размыва в первый год после поднятия уровня воды в озере. По данным динамики размыва берегов, сложенных рыхлыми отложениями – песками, супесями, суглинками и др. [2] среднее значение размыва берегов в первый год после подъема уровня составляет около 34 % от принятого периода стабилизации абразионных процессов.

Современные результаты мониторинга абразионных процессов на берегах оз. Байкал показывают, что окончательная стабилизация берегов абразионного типа не наступила до настоящего времени. Высокий уровень воды в озере, при отметке около 457 м, приводит к активизации абразионного процесса. Например, результаты мониторинга абразионного берега на полигоне «Бугульдейка» показывают активизацию абразионного процесса с 2019 г. По нашим наблюдениям с 2019 г. происходит активный ежегодный размыв подножия абразионного уступа на поли-

гоне. Дешифрирование разновременных материалов аэрофотосъемки позволило установить скорость размыва подножия берегового склона. За период с 2019 по 2021 г. средняя величина размыва составила 0.73 м (за два года), за период с 2021 по 2022 г. средняя величина размыва составила 0.58 м (за один год). Причиной активизации абразии является повышение уровня воды при достижении отметки 457 м и выше. При высоком уровне воды в сочетании с усилением ветровой активности, а в акватории Байкала эти факторы практически совпадают и приходятся на осенний период, активизация абразионных процессов усиливается. Высокий уровень воды нивелирует естественная волногасящая роль пляжа, разрушительная деятельность волн приходится непосредственно на подножие берегового склона, что вызывает его размыв и обрушение, особенно это сказывается на слабоустойчивых дисперсных отложениях – по составу представленных глинистым, песчаным и щебнистым материалом. Размыв подножия приводит к формированию неравновесного профиля берегового склона, нарушающего его равновесное состояние. Дальнейшее разрушение берегового склона происходит при активизации процессов гравитационного генезиса – в условиях, когда отложения клифа представлены песчано-щебнистым материалом, развиваются осыпи и обвалы; если в отложениях клифа присутствуют глины и/или глинистые отложения то, происходит формирование оползней.

Анализируя современную экзогеодинамику береговой зоны оз. Байкал в пределах распространения берегов абразионного типа, следует признать, что стабилизация абразионного процесса происходит крайне медленно. Наблюдаемые скорости разрушения берегов сегодня часто не вписываются в график прогнозов и эти наблюдения характерны для многих крупных искусственных водоемов [8].

- [1] Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Л.: Недра, 1977. 479 с.
- [2] Пинегин А.В., Рогозин А.Н., Лециков Ф.Н. и др. Динамика берегов оз. Байкал при новом уровненом режиме. М.: Наука, 1976. 88 с.
- [3] Овчинников Г.И. Динамика береговой зоны Ангарских водохранилищ: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2003. 50 с.
- [4] Козырева Е.А., Кадетова А.В., Рыбченко А.А., Пеллинен В.А., Светлаков А.А., Тарасова Ю.С. Типизация и современное состояние берегов озера Байкал // Водные ресурсы. 2020. Т. 47, №. 4. С. 453–465.
- [5] Иметхенов А.Б. Катастрофические явления в береговой зоне Байкала. Улан-Удэ: Изд-во БПИ им. Д. Банзарова, 1994. 65 с.
- [6] Пинегин А.В. Прогноз переработки берегов естественных водоемов на примере оз. Байкал. Долгосрочные прогнозы природных явлений. Новосибирск: Наука, 1977. С. 29–33.
- [7] Рагозин А.А. Береговая зона Байкала и Хубсугула: Морфология, динамика и история развития. Новосибирск: Наука, 1993. 168 с.
- [8] Назаров Н.Н. Переработка берегов равнинных водохранилищ России на современной стадии развития (конец XX в. – начало XXI в.) // География и природные ресурсы. 2006. Т. 4. С. 12–19.



РАЗВИТИЕ ЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ (ОЛОВСКАЯ, УСУГЛИНСКАЯ ВПАДИНЫ) В ПОЗДНЕЮРСКИЙ – РАННЕМЕЛОВОЙ ПЕРИОД: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В.М. Саватенков^{1,2}, А.М. Ларин¹, Е.Б. Сальникова¹,
Л.В. Шпакович¹, А.А. Иванова¹, М.В. Кузнецов³

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru

² Санкт-Петербург, Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, v.savatenkov@spbu.ru

³ Гонолулу, Гавайский университет в Маноа, kuznetsov_max@list.ru

Юрский – раннемеловой период в Забайкальском регионе характеризуется развитием обширных вулканических полей, а также генетически связанных с ними редкометалльных гранитных интрузивных комплексов. Причиной, запустившей эти процессы, рассматривается коллизия, связанная с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана, и последовавшее за ней растяжение континентальной коры и рифтогенез [1, 2]. На территории Восточного Забайкалья вулканоплутоническая активизация в юрский период близка по времени к коллизионным процессам [3], в то время как меловые вулканические комплексы ассоциируют с процессом рифтогенеза.

В настоящей работе представлены новые геохронологические, геохимические и изотопные данные для вулканических пород Оловской и Усуглинской впадин, расположенных в пределах Западно-Станового блока.

Для вулканических пород Усуглинской впадины были получены две оценки возраста U-Pb методом по цирконам, выделенным из образца кварцевых порфиров, отобранного в северо-восточном окончании впадины (138±3 млн лет), и образца трахириолитов, отобранного в юго-западном окончании впадины (140±1 млн лет). Для кислых вулканических пород Оловской впадины, расположенной к юго-востоку от Усуглинской, были получены совпадающие оценки возраста 174±1 и 174±6 млн лет (трахиты и щелочные риолиты). В то же время для образца трахиандезибазальтов, отобранных в юго-западной части Оловской впадины, полученный возраст составляет 157±1 млн лет, что свидетельствует о длительном периоде формирования вулканического поля Оловской впадины с последовательной сменой химизма вулкаников от кислого состава к среднему.

Вулканические породы Усуглинской впадины по своему составу представляют собой бимодальную серию, образуемую, с одной стороны, щелочными трахиандезибазальтами-трахиандезитами, а с другой – трахириолитами. Породы основного состава характеризуются повышенным содержанием TiO₂ (2.1–2.4 вес. %), P₂O₅ (0.9–1.3 вес. %), а также редких несовместимых элементов.

Вулканические породы Оловской впадины по своему составу отвечают более полной дифференцированной серии более низкой щелочности: от трахиандезибазальтов до щелочных риолитов. По содержанию литофильных несовместимых элементов, включая Ti и P, породы основного и среднего состава Оловской впадины являются более бедными по сравнению с вулканиками Усуглинской впадины сходного состава. Вместе с тем породы Оловской впадины основного и среднего состава характеризуются более высоким содержанием MgO, Cr и Ni, по сравнению с основными вулканиками Усуглинской впадины.

По изотопным характеристикам Sr, Nd и Pb меловые и юрские породы Оловской и Усуглинской впадины также демонстрируют закономерные различия. При сходных значениях $\epsilon_{Nd}(t)$ (–1.2...–2.6), отвечающих обогащенному источнику, юрские вулканики Оловской впадины характеризуются более радиогенным составом первичного Sr (юрские вулканики: $^{87}Sr/^{86}Sr(t)=0.7059–0.7075$; раннемеловые вулканики: $^{87}Sr/^{86}Sr(t)=0.7046–0.7059$). Кроме того, вулканические породы Оловской впадины характеризуются более радиогенным составом Pb (юрские вулканики: $^{206}Pb/^{204}Pb(t)=18.16–18.45$; раннемеловые вулканики: $^{206}Pb/^{204}Pb(t)=18.17–18.27$).

В пределах Оловской впадины выделяется группа вулканитов основного состава, которая по своим геохимическим особенностям, а также особенностям изотопного состава Sr, Nd и Pb проявляет сходство с меловыми породами Усуглинской впадины. Прямой оценки возраста для этой группы пород не делалось в силу отсутствия достаточного материала для изотопно-геохронологических исследований. Вместе с тем места отбора образцов, представляющих вышеуказанную группу, локализованы, согласно геологической карте, в пределах поля меловых вулканитов. Все вышесказанное дает основание полагать, что меловая вулканическая активизация со своей геохимической и изотопной спецификой проявилась и в пределах Оловской впадины.

По своим геохимическим особенностям юрские вулканические породы Оловской впадины проявляют близкое сходство с высокомагнезиальными андезитами или адакитами, что предполагает сходные механизмы их формирования: реакционная инфильтрация дацит-риолитовых расплавов, образующихся при плавлении погребенной океанической коры, через перидотитовую мантию. Изотопно-геохимические и геохронологические данные указывают на то, что формирование вулканического поля в пределах Оловской впадины в позднеюрский период происходило на фоне последовательного затухания процессов генерации кислых расплавов и их миграции к поверхности.

В раннемеловой период геологической истории региона произошла смена изотопно-геохимических параметров магматизма. По особенностям химического состава раннемеловые вулканиты Усуглинской и Оловской впадин проявляют сходство с раннемеловыми вулканитами вулканических областей Западного и Восточного Забайкалья и Монголии. Геохимические и изотопные характеристики Sr, Nd и Pb вышеуказанных пород позволяют говорить о том, что их источником была литосферная мантия, претерпевшая метасоматическое преобразование в ходе аккреционных процессов.

Работа была выполнена при поддержке РФФ, грант № 23-27-00165.

- [1] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 920–946.
- [2] Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28, № 6. С. 563–590.
- [3] Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 3. С. 318–341.



ГЕОХИМИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ВИШНЯКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова, Е.П. Базарова, Б.С. Данилов, И.С. Шарыгин

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

Вишняковское месторождение редкометалльных пегматитов находится в северо-западной части архейской Бирюсинской глыбы Присаянского выступа Сибирского кратона и входит в состав протяженного (около 600 км) Восточно-Саянского пегматитового пояса [1]. Месторождение приурочено к зоне Бирюсинского разлома, трассируемого на всем протяжении телами гранитов саянского комплекса PR₁. Жилы пегматитов располагаются в пределах Елашского грабена, наложенного на архейские образования, и прорывают ортоамфиболиты часовенской свиты палеопротерозоя. Тела пегматитов образуют три серии сближенных субпараллельных жильных зон по 3–7 жил в серии, субширотного простирания и пологого (3–25°) падения к югу. Протяженность жил от 300 до 2500 м, мощность жил от 2 до 33 м [2]. U-Pb возраст манганотанталита из пегматитов составляет 1838±3 млн лет [3] и несколько моложе возраста гранитов саянского комплекса – 1869±6 – 1855±5 млн лет (U-Pb метод по циркону [3]). Целью исследования было выяснение геохимической специфики пегматитов и генезиса редкометалльной минерализации.

Согласно [1] и нашим данным, в строении наиболее крупных жил выделяются следующие зоны: висячем эндоконтакте – маломощная оторочка мусковит-кварцевого (±альбит) состава с касситеритом и колумбитом, ниже следует блоковая зона, сложенная ортоклазом, микроклином, кварцем, лепидолитом, кварц-альбитовым агрегатом, иногда с петалитом, топазом, фостатами Li – амблигонитом, трифилином. В центре наблюдается кварцевое ядро и блоки КПШ с воджинитом, манганотанталитом и микролитом, а под кварцевым ядром встречаются участки мелкочешуйчатого рубидиевого мусковита с манганотанталитом, воджинитом и др. В лежащем боку жил находится зона мелкопластинчатого альбита с зернами апатита, иногда кварц-мусковитовые «гнезда».

Образцы кварц-ортоклаз-альбит-мусковитовых пегматитов, отобранные из разных жил, представляют собой породы кислого состава с суммарным содержанием оксидов щелочей 7.0–12.8 мас. %, в т.ч. содержанием Li₂O до 0.2 мас. %, Rb₂O 0.2–1.9 мас. %, Cs₂O до 0.1 мас. % (рис. 1, а). Пегматиты преимущественно высококалиевые (рис. 1, б) с отношением Na₂O/K₂O=0.1–2.9, перглиноземистые или метаглиноземистые (ASI=0.75–1.73). В них очень низкое содержание TiO₂ (≤0.02 мас. %), низкое MgO (0.1–0.5 мас. %), умеренное FeO_t (0.9–2.2 мас. %). Отношение FeO_t/(FeO_t+MgO) составляет 0.65–0.95, в среднем 0.82. Содержание CaO сильно варьируется (0.1–3.2 мас. %) и обнаруживает прямую корреляцию с содержанием фосфора. Количество P₂O₅ достигает 3.5 мас. %, содержание F от низкого до умеренного – 0.02–0.50 мас. %.

В альбитизированных пегматитах и альбититах суммарное содержание щелочей остается на уровне такового в кварц-ортоклаз-альбит-мусковитовых пегматитах, но резко понижено содержание K₂O (рис. 1, а, б). Отношение Na₂O/K₂O возрастает до значений 3–34, индекс ASI снижается до 0.7–0.9. Содержание F 0.02–0.80 мас. %, а P₂O₅ достигает 9.4 мас. %.

Кварц-альбит-мусковитовые и кварц-мусковитовые породы характеризуются очень широкими вариациями суммарного содержания оксидов щелочей и SiO₂. В наиболее богатых слюдой образцах суммарное содержание щелочей составляет 10.0–13.6 мас. %, в т.ч. содержание Li₂O – до 0.9 мас. %, Rb₂O – 0.8–4.4 мас. %, Cs₂O – до 0.3 мас. %. Содержание фтора и особенно фосфора сильно варьируется: 0.1–2.7 мас. % F и 0.03–9.50 мас. % P₂O₅.

Породы из разных зон пегматитовых жил имеют подобные спектры распределения редких элементов (рис. 2). По сравнению со средним составом верхней континентальной коры (ВКК) [4] и составом биотит-амфиболового плагиогранита саянского комплекса они, в целом, резко обогащены Cs, Rb, Ta, Sn, P, но существенно обеднены REE, Y, Ti, Zr, Ba, Sr, а также Th и Pb (рис. 2).

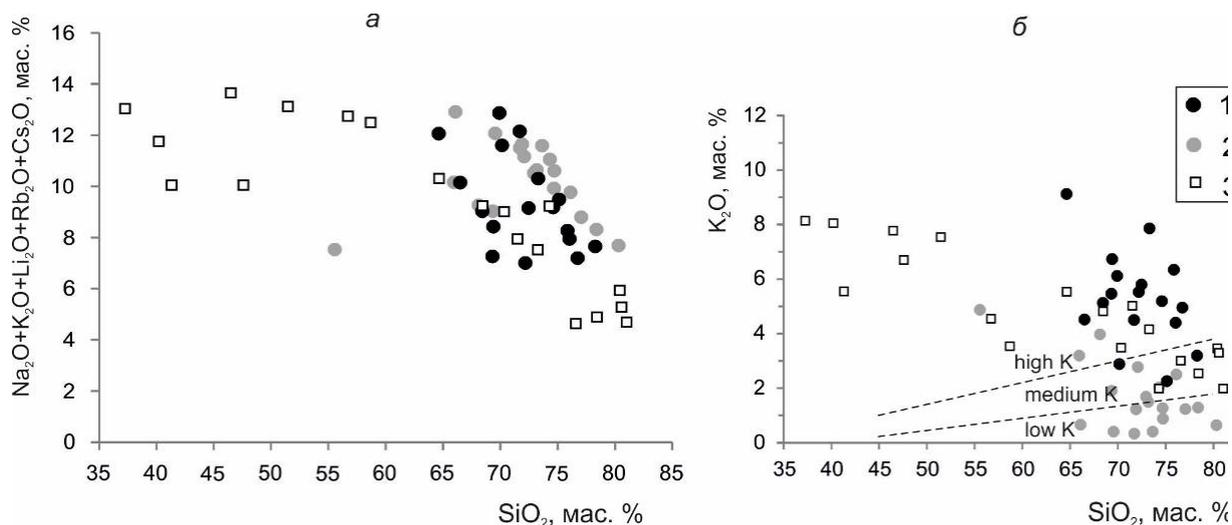


Рис. 1. Соотношения $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{Li}_2\text{O}+\text{Rb}_2\text{O}+\text{Cs}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (а) и $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (б), мас. %, в породах пегматитовых жил. 1 – кварц-калишпат-альбитовые (\pm мусковит) пегматиты; 2 – альбитизированные пегматиты и альбититы; 3 – кварц-мусковит-альбитовые и кварц-мусковитовые породы.

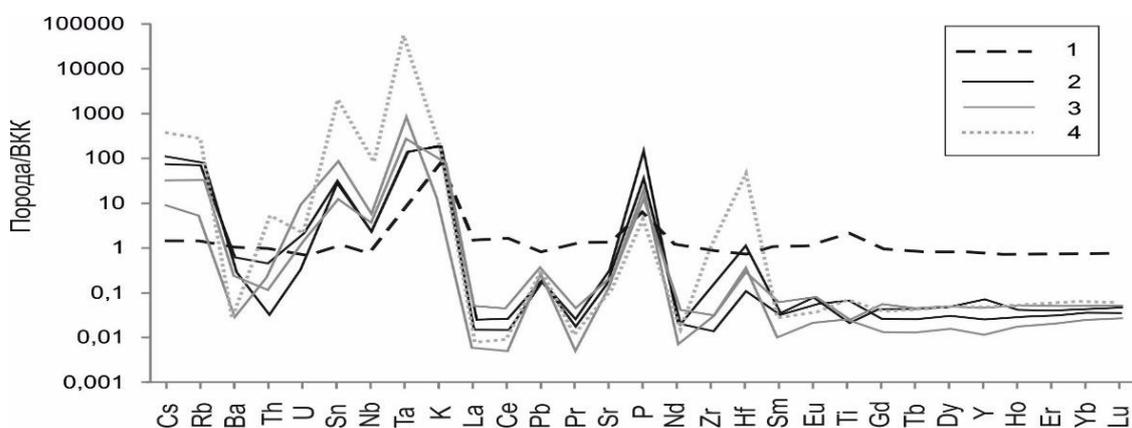


Рис. 2. Спектры редких элементов, нормированных относительно содержаний в верхней континентальной коре [4] в плагиограните саянского комплекса (1), кварц-калишпат-альбитовых пегматитах (2), альбитизированных пегматитах (3) и мусковитовом грейзене (4).

Геохимические особенности пегматитов Вишняковского месторождения – высокие отношения $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ и FeO/MgO обедненность REE, Ba, Sr, Ti, Zr – указывают на их образование из глубоко фракционированного кислого расплава, а обогащенность Ta и Nb сближает их с гранитами внутриплитных обстановок.

Изучение распределения редких элементов по разным зонам пегматитовых тел показало, что Rb, Cs, Li, а также Y на постмагматическом этапе выносятся из зон альбитизации и накапливаются в кварц-мусковитовых грейзенах (рис. 3, а). Zn и Sn также накапливаются в зоне мусковитизации, но вынос их из зоны альбитизации не проявлен (рис. 3, б). Содержание Nb, Ta, Zr в альбититах и мусковитовых грейзенах близко к таковому в кварц-калишпат-альбитовых пегматитах, за отдельными исключениями (рис. 3, в). Эти данные показывают, что минералы Ta, Nb, Zr, Sn кристаллизовались в основном на магматическом этапе, хотя при грейзенизации также происходило их образование. На это указывает наблюдаемое под электронным микроскопом замещение манганоколумбита манганотанталитом и присутствие обильного воджинита в мусковитовых обособлениях. В некоторых образцах из кварц-мусковитовой зоны содержание Ta повышено по сравнению с кварц-калишпат-альбитовыми пегматитами более чем на два порядка (рис. 3, в). В отличие от высокозарядных элементов, на распределение редких щелочей (Rb, Cs, Li) в породах сильное влияние оказывали постмагматические процессы. Очевидно также, что высокое содержание в расплаве (-ах) фосфора и фтора играло важную роль в образовании редкометалльных минералов.

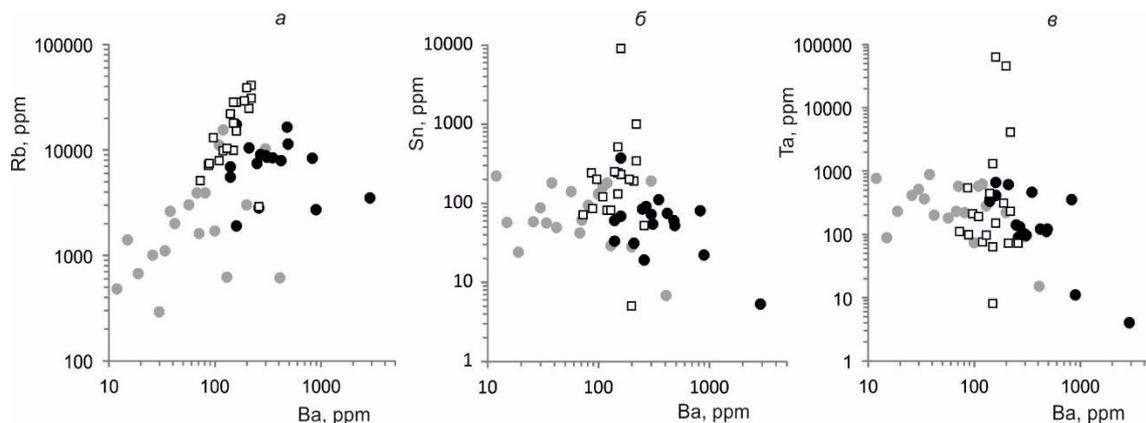


Рис. 3. Соотношения Rb-Ba (а), Sn-Ba (б) и Ta-Ba (в), г/т, в породах пегматитовых жил. Условные обозначения см. на рис. 1.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-17-00196), Минобрнауки РФ (проект № 13.1902.24.44, соглашение № 075-15-2024-641). При выполнении работы задействовались оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

- [1] Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М., Макрыгина В.А., Кузнецова Л.Г. Гранитные пегматиты. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1997. 285 с.
- [2] Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 (Нижнеудинск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.
- [3] Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Яковлева С.З., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ткачев А.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. О возрасте Вишняковского месторождения редкометалльных пегматитов (Восточный Саян): результаты U-Pb-геохронологических исследований манганотанталита // Доклады РАН. 2011. Т. 441, № 1. С. 72–76.
- [4] Rudnik R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1–64.



МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО ПРИХОХОТЬЯ. ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТРЕКОВОМУ ДАТИРОВАНИЮ АПАТИТА

Л.П. Семенова^{1,2}, С.В. Малышев³, А.А. Каримов^{1,4}, Н.В. Брянский^{1,5},
У.С. Ефремова¹, А.В. Иванов¹, А.А. Аленичева², Ю.Ю. Юрченко²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, lida020620@yandex.ru, mozies@yandex.ru, ulianavolpe@gmail.com, aivanov@crust.irk.ru, gladkochub54@gmail.com

² Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Antonina_Alenicheva@karpinskyinstitute.ru, Yuri_Yurchenko@karpinskyinstitute.ru

³ Санкт-Петербург, Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, s.malyshev@spbu.ru

⁴ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

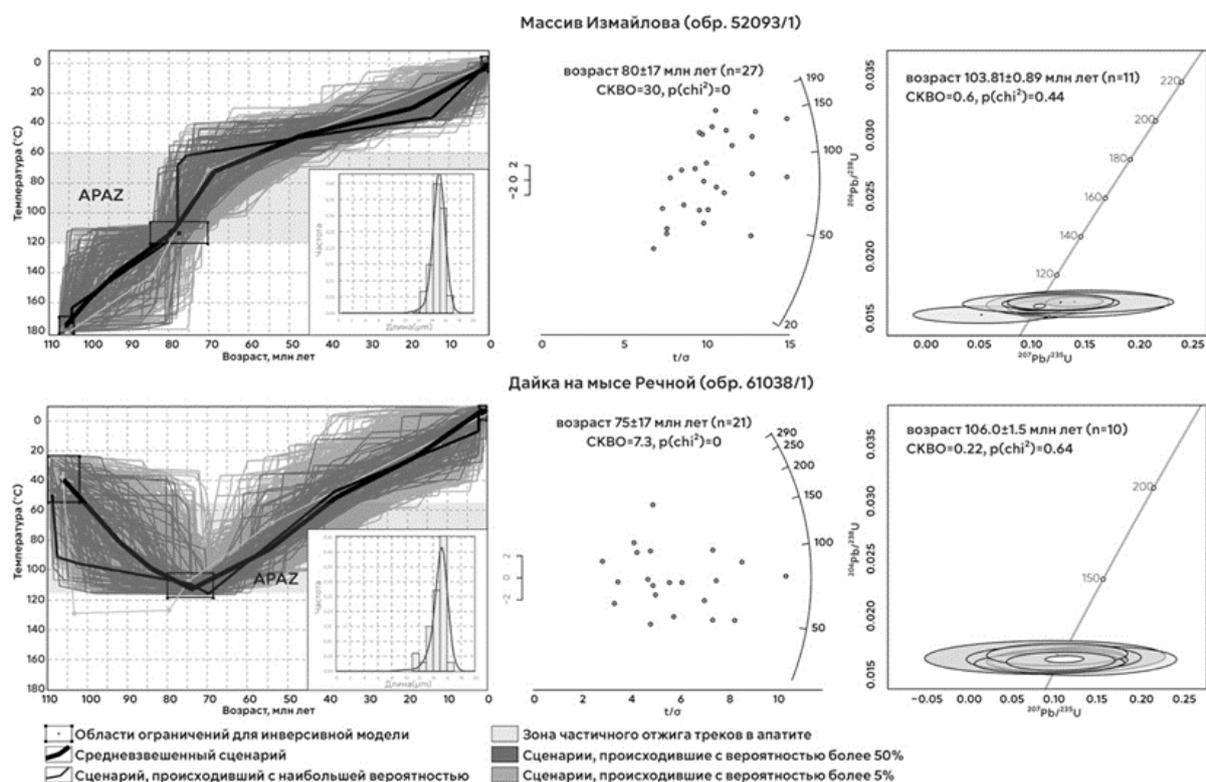
⁵ Иркутск, Иркутский государственный университет, физический факультет, tridigrone@yandex.ru

Район Северного Приохотья в структурно-тектоническом плане приурочен к западной части Тихоокеанского подвижного пояса – мегаструктуры, которая включает ряд активных окраин, обрамляющих одноименный океан. Объект входит в состав Западно-Корякской складчатой системы, сформированной к позднемезозойскому времени между структурами Верхояно-Колымского складчато-надвигового пояса и Корякско-Камчатской складчатой системы [9]. По большей части она состоит из островодужных комплексов и реликтов континентальных окраин андийского типа от позднепалеозойского до мелового возраста [4]. Среди таких структур выделяются Удско-Мургалский вулканический пояс, а также присутствуют более древние комплексы, представленные Кони-Тайгоносской дугой. На комплексы Западно-Корякской складчатой системы и Верхояно-Колымского складчато-надвигового пояса наложены породы мелового Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). При сравнении ОЧВП с другими субдукционными комплексами фанерозойского возраста, такими как Юго-Восточно-Китайский пояс, Восточно-Сихотэ-Алинский пояс, Балхаш-Илийский пояс и др., масштаб извержений и объем изверженного материала ОЧВП значительно превосходят сходные по обстановке структуры, из-за чего в ряде работ его рассматривают в контексте как субдукционного пояса, так и SLIP (Silic Large Igneous Province) [6]. Однако оценка параметров вулканизма производилась без учета эродированного материала [5].

Для установления возраста поднятия территории и характера эксгумации, а также оценки объема и скорости эрозии для мезозойских магматических массивов, приуроченных к субдукционной окраине Евразийского континента на отрезке северного Приохотья, применен метод трекового датирования апатита (AFT) – один из методов низкотемпературной термохронологии. Данный метод позволяет оценить время остывания пород и выведения их на поверхность, так как является чувствительным в температурном диапазоне 60–120 °С. В то же время методика измерения длин замкнутых треков дает возможность выполнить термохронологическое инверсионное моделирование [8], которое в сочетании с U-Pb данными для апатита и циркона позволяет изучать процессы широкого диапазона температур, фиксирующие время эксгумации пород.

Для настоящего исследования было произведено опробование гранитного массива Измайлова (обр. 52093/1) и дайки диорит-порфиринов с мыса Речной (обр. 61038/1). Для AFT подсчет количества треков и их длин осуществлен в СПбГУ (г. Санкт-Петербург) при помощи оптического микроскопа Zeiss Axiom Z1m (РЦ «РДМИ», СПбГУ), концентрации урана и изотопные отношения для трекового и U-Pb датирования апатита измерены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в ИЗК СО РАН (г. Иркутск).

U-Pb возраст циркона для указанных образцов составляет 103±1 и 106±1.5 млн лет соответственно. Полученные трековые возрасты по апатиту находятся в интервале 75–80 млн лет с усредненной стандартной ошибкой ±17 млн лет, в то время как U-Pb возраст апатита для образца гранита из массива Измайлова составляет 105.8±3.7 млн лет (обр. 52093/1). Расчет трекового и U-Pb возраста апатита производился при изучении 27 зерен апатита. Было осуществлено численное моделирование с помощью программы HeFTy [8]. Для инверсионного моделирования были использованы данные по 33 и 148 замкнутым трекам соответственно (рисунок).



Инверсионные t-T модели, полученные по результатам измерения длин треков (слева); результаты трекового датирования апатита (в центре); результаты U-Pb датирования циркона (справа).

Полученные предварительные данные могут быть интерпретированы следующим образом:

1. U-Pb и трековый возраст апатита из массива Измайлова указывает на кристаллизацию на глубине не более 13 км и не менее 4 км. По данным теромобарометрии кристаллизация происходила на глубине 7–8 км [1] и 6–9 км [3]. Для апатита из дайки на мысе Речной глубина кристаллизации составляет 1–2 км (по петрографическим признакам).

2. Возраст эксгумации на глубину 3–4 км, согласно AFT данным обоих образцов, можно оценить как 75–80 млн лет.

3. С учетом приповерхностных условий формирования дайки на мысе Речной 106 млн лет назад AFT возраст указывает на переустановку трековой системы после ее образования. Вероятной причиной такого прогрета может быть погружение в область температур, соответствующих глубине более 3–4 км, и последующая эксгумация территории 105–75 млн лет назад. Данный период приходится на время активности ОЧВП, корневые части которого широко представлены в районе мыса Речной. Причиной интенсивной эрозии может являться подъем территории при причленении Охотоморского микроконтинента в конце мела – начале палеогена [2, 7].

4. Для территории в районе массива Измайлова используемые методы не позволяют оценить глубину погружения после его кристаллизации. Однако при допущении распространения вулканических покровов ОЧВП по всей изучаемой территории и постоянства их мощности амплитуда эрозии может быть оценена не менее 8 км для массива Измайлова и не менее 4 км для мыса Речной. Объекты разделены региональным разломом и, вполне вероятно, что подъем блока во внешней части активной окраины имел большую амплитуду и, соответственно, большую скорость эрозии, что согласуется с наблюдениями в других горных системах.

5. Выделяется два этапа развития территории: 105–70 млн лет: накопление вулканогенно-осадочных толщ ОЧВП и эксгумация массивов до 4 км; 70–0 млн лет: завершение субдукционных процессов как ответ на причленение Охотоморского микроконтинента [2, 7], подъем и общая эксгумация территории со скоростью около 50 м/млн лет.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2022 г. №049-00018-22-01 по объекту «Создание и подготовка к изданию государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения по группе листов территории Российской Федерации в 2021-2023 годах (листы О-55, 56)».

- [1] *Андреева Н.В., Пономарева А.П., Крук Н.Н., Титов А.В., Трушин А.В.* Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 264 с.
- [2] *Егоров А.С., Большакова Н.В., Калинин Д.Ф., Агеев А.С.* Глубинное строение, тектоника и геодинамика Охотоморского региона и структур его складчатого обрамления // Записки Горного института. 2022. Т. 257. С. 703–719.
- [3] *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (северо-восток России) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. С. 25–44.
- [4] *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 479 с.
- [5] *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм северо-востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
- [6] *Bryan S.E., Ernst R.E.* Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // *Earth-Science Reviews*. 2008. V. 86. P. 175–202. doi:10.1016/j.earscirev.2007.08.008.
- [7] *Chekhovich V.D.* Initiation of Subduction Beneath the Northeastern Asian Continent in the Late Cretaceous // *Geotectonics*. 2022. V. 11, № 56. P. 435–452.
- [8] *Ketcham R.A.* Hefty version 1.6.7, program by: Richard A. Ketcham. Apatite to Zircon, Inc. and Richard A. Ketcham. 2009. 65 p.
- [9] *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W.* Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia-Northwest Pacific // *Stephan Mueller Special Publication Series*. 2009. V. 4. P. 273–288. doi:10.5194/smsps-4-273-2009.



НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАРАМЕТРАХ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.А. Симонов¹, О.П. Полянский¹, А.В. Котляров¹, Ю.Ф. Филиппов², А.Л. Рагозин¹

¹Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru

²Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Исследовались образцы платобазальтов, отобранные из керна скважины Хабейская 2, расположенной на западе Енисей-Хатангского прогиба [1], в районе предполагаемого трехлучевого сочленения Западно-Сибирской грабен-рифтовой системы.

По своему внутреннему строению и минеральному составу детально изученная проба (X2-2) содержит ограненные вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза, соответствующая базальтовым порфирирам.

Основой для выяснения условий платобазальтовых магматических систем послужили исследования вкрапленников клинопироксена и находящихся в них расплавных включений.

Химические составы минералов и гомогенных стекол прогретых расплавных включений определены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН (г. Новосибирск).

Содержания редких и редкоземельных элементов в клинопироксене установлены методом масс-спектрометрии с лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Scientific), объединенного с устройством лазерного пробоотбора NewWaveResearch 213 (Elemental Scientific) (лазер Nd:YAG; длина волны: 213 нм) в ИГМ СО РАН. В качестве внешнего стандарта использовался образец стекла NIST 612. В качестве внутреннего стандарта применялись содержания СаО в клинопироксене.

Экспериментальные исследования расплавных включений в клинопироксене выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Использовался метод гомогенизации включений в минералах, и для выяснения состава минералообразующего расплава анализировались гомогенные стекла, получившиеся при плавлении всего силикатного содержимого включений в ходе высокотемпературных опытов в микротермокамере.

По соотношению минералов (En-Wo-Fs) клинопироксены из базальта образца X2-2 относятся к авгиту. На диаграмме Ti – (Ca+Na) все данные по клинопироксенам располагаются в поле пироксенов из пород толеитовой серии. На диаграмме TiO₂ – FeO составы клинопироксенов образуют компактную группу, приуроченную к толеитовым пермско-триасовым платобазальтам Сибирской платформы. По зависимости химических компонентов от магнезиальности клинопироксенов из базальта образца X2-2 образуются компактные поля с максимальными значениями магнезиальности и с минимальными содержаниями титана и алюминия. Эти особенности свидетельствуют о стабильности и «примитивности» магматических систем.

Анализ вкрапленников от центра к краю показал, что клинопироксен начинал кристаллизоваться из наиболее примитивных (с максимумом магнезиальности и минимумом алюминия) расплавов. Затем на фоне снижения Mg# равномерно росли содержания Al₂O₃, что свидетельствует о спокойной обстановке, которая резко сменялась ростом и последующим падением магнезиальности.

Изучение клинопироксенов методом масс-спектрометрии с лазерной абляцией позволило установить особенности поведения редкоземельных элементов (рис. 1).

Выяснилось, что графики РЗЭ (нормированные к клинопироксену из N-MORB) наиболее близки по своей форме (с Eu минимумом) к пироксенам из типичных платобазальтов Сибирской платформы, заметно отличаясь, в частности, от пироксенов из базальтов океанического плато Онтонг Джава, Тихий океан (серое поле).

Во вкрапленниках клинопироксена из образца X2-2 были найдены и исследованы первичные расплавные включения. Высокотемпературные эксперименты показали, что минимальная температура полной гомогенизации составляла 1170 °С.

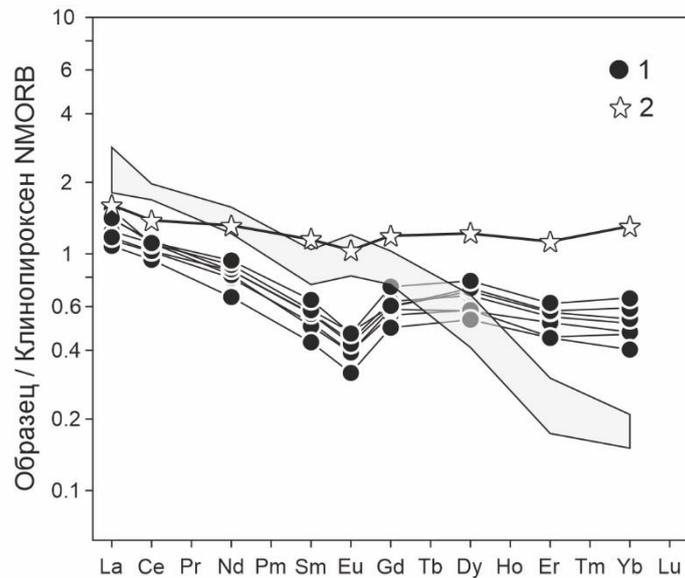


Рис. 1. Спектры распределения редких элементов в клинопироксенах обр. X2-2 скв. Хабейская-2 (1) и из типичных платобазальтов Сибирской платформы (2) [2].

По своему составу гомогенные стекла расплавных включений в клинопироксене совместно с данными по включениям в плагиоклазе [2] попадают в поля типичных толеитовых (I), заметно отличаясь от переходных (II) платобазальтов Сибирской платформы.

На основе данных по составам клинопироксенов и гомогенных стекол находящихся в них расплавных включений с помощью программы WinPLtb [3] были рассчитаны *PT*-параметры кристаллизации пироксенов. Установлено, что клинопироксены образовывались в диапазоне давлений (4.0–1.4 кбар) и температур (1210–1150 °С). При этом фактически выделяются два последовательных этапа кристаллизации пироксена в общем процессе снижения *PT*-параметров магматической системы: 4–3 кбар, 1210–1180 °С → 3–1.4 кбар, 1170–1150 °С (рис. 2).

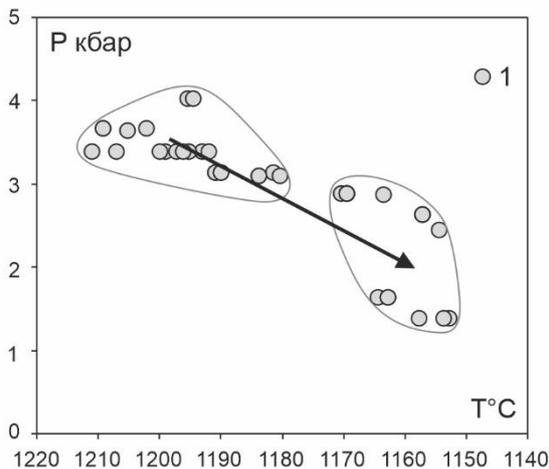


Рис. 2. Параметры кристаллизации клинопироксенов из базальта обр. X2-2 скв. Хабейская-2. Стрелка – направление эволюции *PT*-параметров.

С помощью методики [4] определены *PT*-параметры мантийных источников исходных глубинных расплавов. Глубины магмогенерации, установленные на основе составов гомогенных стекол расплавных включений в клинопироксенах образца X2-2 (90–70 км), практически совпадают с результатами расчетов на основе данных по расплавным включениям в плагиоклазе сибирских платобазальтов, изученных нами ранее [2]. При этом для образца X2-2 устанавливается два температурных максимума (1470–1450 и 1440–1420 °С) в отличие от включений в плагиоклазе, показывающих только один относительно низкотемпературный интервал (1440–1410 °С).

Полученные данные о *PT*-параметрах и двух этапах кристаллизации расплавов позволяют сделать предварительный вывод о двухуровневом расположении силло-дайковых комплексов.

Верхний (низкобарный) соответствует телам, установленным по скважинным данным, а более глубокий (повышенные P-T) представляет положение интрузивных образований, установленных по геофизическим данным в пределах средней коры [5]. Таким образом, оценки объема траппового магматизма, сделанные ранее, могут оказаться заниженными.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант № 23-27-00130, <https://rscf.ru/project/23-27-00130/>.

- [1] Полянский О.П., Филиппов Ю.Ф., Селятицкий А.Ю., Полянский П.О. Геохимические характеристики базитов в структуре Енисей-Хатангского прогиба и их принадлежность к Сибирской трапповой провинции // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15, № 2. 0747. doi:10.5800/GT-2024-15-2-0747.
- [2] Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 908–923.
- [3] Yavuz F., Yildirim D.K. A Windows program for pyroxeneliquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. V. 87, № 2. P. 149–172.
- [4] Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100, № B7. P. 10057–10076.
- [5] Андреев В.С., Бисеркин И.А., Большаков Е.М., Довыденко Г.М., Пиманова Н.Н., Соколова Е.Ю., Спиридонов В.А., Шпекторов А.Л. Морфоструктурные и вещественные характеристики магматических образований Енисей-Хатангского прогиба: новые результаты анализа геофизических данных // Геология нефти и газа. 2021. № 6. С. 83–105.



КОРОВЫЕ КАРБОНАТИТЫ: ДЕФИНИЦИИ, ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ, ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ

Е.В. Скляр^{1,3}, А.В. Лавренчук^{2,3}

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@igm.nsc.ru

³ Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, a.lavrenchuk@nsu.ru

Карбонатиты – интрузивные или эффузивные породы, содержание карбонатов в которых превышает 50 % [6]. Они характеризуются специфическими геохимическими и минералогическими свойствами и уже давно привлекают повышенное внимание исследователей, главным образом потому, что с ними нередко связан широкий круг важных полезных ископаемых. Для них обоснованы мантийный генезис и высокие температуры выплавления карбонатных расплавов [6, 20]. Ключевыми в использовании для пород термина «карбонатиты» являются: 1) кристаллизация из расплава, 2) мантийный генезис, 3) специфическая геохимия и минералогия. Вместе с тем с начала 2000-х годов появляется все больше публикаций о карбонатных породах, обнаруживающих явные признаки магматического происхождения, но резко отличающихся от настоящих карбонатитов по своим минералогическим и изотопно-геохимическим характеристикам, свидетельствующим о коровом генезисе [1–3, 7, 12, 14, 17–19]. Для описания проявления таких пород использовались разные термины: «карбонатитоподобные дайки» [7, 12], «карбонатные эманации» [14], «коровые карбонатиты» [17], «квазикарбонатиты» [1], «инъекционные мраморы и кальцифиры» [2], «мраморные дайки» [15]. Наиболее удачным нам представляется термин «коровые карбонатиты», предложенный Ю. Ваном с соавторами [17], который мы предлагаем использовать для подобных образований.

Особенности проявления. В большинстве случаев коровые карбонатиты встречаются в виде даек в метаморфических комплексах [1–3, 12, 14, 17–19] или в массивах габбро либо сиенитов [1–3]. Мощность таких даек варьируется от нескольких сантиметров до десятков метров. Дайки могут иметь спорадическое распространение [3] или образовывать рои до нескольких сотен тел [12]. Реже коровые карбонатиты импрегнируют метаморфические породы, образуя сложную сеть прожилков, или располагаются в непосредственной близости от магматических тел [11]. Нередко коровые карбонатиты содержат ксенолиты вмещающих пород. Возраст коровых карбонатитов варьируется в широком диапазоне: палеопротерозой [17–19], ранний палеозой [1–3, 14], поздний палеозой [7], неоген [12].

Минеральный состав. В абсолютном большинстве случаев преобладают кальцитовые дайки, реже встречаются дайки доломитового состава [12]. Нередко кроме карбонатов присутствуют силикаты и оксиды, количество которых варьируется от 2–3 до 50 %. Их состав довольно разнообразен: кальциевые пироксены, амфибол, флогопит, цоизит, алланит, форстерит, волластонит, гранатgrossуляр-андрадитового состава, плагиоклаз, калишпат, скаполит, титанит, кварц, магнетит, ильменит.

Химический состав коровых карбонатитов определяется прежде всего присутствующими карбонатами (кальцит или доломит, реже оба), а также сильно зависит от общего количества силикатов в породе. Главное отличие от настоящих карбонатитов – низкие содержания большинства индикаторных микроэлементов, в частности РЗЭ. В чисто карбонатных карбонатитах они соответствует содержанию в осадочных карбонатах, при повышенных количествах силикатных минералов могут быть более высокими, но ниже концентраций в мантийных карбонатитах.

Изотопная характеристика. В некоторых случаях изотопные отношения кислорода и углерода коровых карбонатитов могут полностью соответствовать таковым в осадочных карбонатах [9, 18], но в большинстве случаев они являются промежуточными между коровыми и мантийными карбонатитами ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}=+8\dots+19$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{SMOW}}=-4.4\dots+3.5$) [8, 12, 17, 18].

Еще в ранних экспериментах [20] было показано, что плавление карбонатов осуществимо только при высокой температуре, превышающей 1200 °С, поэтому плавление осадочных карбонатов считалось и до сих пор многими считается нереалистичным. Однако в этих же экспериментах было показано, что добавление в систему воды снижает температуру плавления кальцита до 700 °С [20], а доломита – до 600 °С [9] – полная аналогия с силикатными системами, для которых различие в температуре плавления в «сухих» и «мокрых» условиях составляет сотни градусов. Процесс лимитируется только довольно узким интервалом соотношения CO₂ и H₂O при относительно низких температурах плавления. Именно это является одной из причин того, что процессы плавления карбонатов в метаморфических комплексах проявлены гораздо реже по сравнению с гранитными выплавками, хотя минимальные температуры выплавления гранитов и карбонатов полностью сопоставимы. Второй причиной относительной редкости появления коровых карбонатитов является то, что они в условиях неполной обнаженности интерпретируются в качестве прослоев мраморов или протрузий.

Неожиданная поддержка возможности плавления первично осадочных карбонатов появилась при изучении в последние два десятилетия ряда вулканических и плутонических комплексов [5, 10, 13 и др.], для которых по изотопно-геохимическим и минералогическим данным была обоснована ассимиляция силикатными магмами коровых карбонатов, причем было убедительно показано, что происходила ассимиляция именно карбонатного расплава, а не «твердых» карбонатов из ксенолитов или вмещающих комплексов. Такая ассимиляция не только смещала изотопно-геохимические метки силикатного расплава, но и приводила к кристаллизации из ассимилированного расплава необычных для магматических пород минералов, в частности фассаита – высокоглиноземистого кальциевого пироксена, типичного для высокотемпературных метасоматитов. Так, в пределах Ольхонского террейна охарактеризованы необычные фассаитовые и нефелин-фассаитовые пироксениты [15] и фассаитовые габбро [4].

Таким образом, для коровых карбонатитов, являющихся продуктами плавления первично-осадочных пород, характерны:

- 1) проявление в виде дайковых тел, которые в метаморфических комплексах нередко интерпретируются в качестве слоев или протрузий, или зон импрегнирования в силикатных породах;
- 2) присутствие только в метаморфических комплексах с высокой степенью метаморфизма (гранулитовая фация), что не исключает их транспортировку на уровень амфиболитовой фации. Необходимым условием является присутствие водного флюида в процессе метаморфизма;
- 3) внедрение в процессах активного сдвигового тектогенеза (например [1–3]) или постколлизийного растяжения (например [12]);
- 4) присутствие силикатных минералов, более характерных для метасоматических образований, что обусловлено специфическим составом породы и взаимодействием карбонатов с силикатами в процессе остывания системы. Подтверждением этого является то, что даже в карбонатно-силикатных породах мантийного происхождения (альнэиты) на острове Альнэ (петротип) силикатные минералы имеют коровые изотопно-геохимические метки [16];
- 5) изотопно-геохимические характеристики, либо соответствующие осадочным карбонатам, либо являющиеся промежуточными между осадочными карбонатами и мантийными карбонатитами.

[1] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1405–1423.

[2] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (свидетельства из Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника. 2013. № 2. С. 1–19

[3] Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Дайки мраморов и кальцифиров Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 5. 0667.

[4] Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Семенова Д.В. Ассимиляция карбонатов базитовыми магмами: фассаитовые габбро Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024 (в печати).

[5] Barnes C.G., Prestvik T., Sundvoll B., Surratt D. Pervasive assimilation of carbonate and silicate rocks in the Hortavaer igneous complex, north-central Norway // Lithos. 2005. V. 80, № 1. P. 179–199.

- [6] Bell K., Tilton G.R. Probing the mantle: The story from carbonatites. *Eos Transactions American Geophysical Union*. 2002. V. 83, № 25. P. 273–277.
- [7] Dolenec M., Serafimovski T., Daneu, N., Dolenec, T., Smuc N.R., Vrhovnik P., Lojen S. The case of the carbonatite-like dyke of the Madenska River complex at the Kriva Lakavica section in the Republic of Macedonia: oxygen and carbon isotopic constraints. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2015. V. 24, № 6. P. 627–639.
- [8] Doroshkevich A., Sklyarov E., Starikova A., Vasiliev V., Ripp G., Izbrodin I., Posokhov V. Stable isotope (C, O, H) characteristics and genesis of the Tazheran brucite marbles and skarns, Olkhon region, Russia // *Mineralogy and petrology*. 2016. V. 115. P. 153–169.
- [9] Fanelli M.T., Cava N., Wyllie P.J. Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in CaO–MgO–CO₂–H₂O with applications to carbonatites // *Morphology and Phase Equilibria of Minerals: Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association*. Sofia: Bulgarian Academy of Science, 1986. P. 313–322.
- [10] Iacono-Marziano G., Gaillard F., Pichavant M. Limestone assimilation by basaltic magmas: an experimental re-assessment and application to Italian volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155. P. 719–738.
- [11] Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // *Geology*. 1999. V. 27. P. 335–338.
- [12] Liu Y., Berner Z., Massonne H.J., Zhong D. Carbonatite-like dykes from the eastern Himalayan syntaxis: geochemical, isotopic, and petrogenetic evidence for melting of metasedimentary carbonate rocks within the orogenic crust // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2006. V. 26. P. 105–120.
- [13] Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P. Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // *Lithos*. 2010. V. 114. P. 503–514.
- [14] Roberts D., Zwaan K.B. Marble dykes emanating from marble layers in an amphibolite-facies, multiply-deformed carbonate succession, Troms, northern Norway // *Geological Magazine*. 2007. V. 144, № 5. P. 883–888.
- [15] Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Doroshkevich A.G., Starikova A.E., Kanakin S.V. Pyroxenite as a product of mafic-carbonate melt interaction (Tazheran Massif, North Baikal Area, Russia) // *Minerals*. 2021. V. 11. 654.
- [16] Vuorinen J.H., Skelton A.D.L. Origin of silicate minerals in carbonatites from Alno Island, Sweden: magmatic crystallization or wall rock assimilation // *Terra Nova*. 2004. V. 16. P. 210–215.
- [17] Wan Y., Liu D., Xu Z., Dong C., Wang Z., Zhou H., Yang Z., Liu Z., Wu J. Paleoproterozoic crustally derived carbonate-rich magmatic rocks from the Daqinshan area, North China Craton: geological, petrographical, geochronological and geochemical (Hf, Nd, O and C) evidence // *American Journal of Science*. 2008. V. 308. P. 351–378.
- [18] Wickramasinghe W.A.G.K., Madugalla T.B.N.S., Athurupana B., Zhao L., Zhai M, Li X., Pitawala H.M.T.G.A. An unusual occurrence of carbonatites derived from the crust in the UHT granulite facies metamorphic terrain of Sri Lanka Author links open overlay panel // *Precambrian Research*. 2024. V. 450. 107502.
- [19] Wu H., Zhu W., Ge R. Evidence for carbonatite derived from the earth's crust: The late Paleoproterozoic carbonate-rich magmatic rocks in the southeast Tarim Craton, northwest China // *Precambrian Research*. 2022. V. 369, № 5. 106425.
- [20] Wyllie P.J., Tuttle O.F. The system CaO–CO₂–H₂O and the origin of carbonatites // *Journal of Petrology*. 1960. V. 1, № 1. P. 1–46.



НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИСТОЧНИКАХ КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА ОЛЬХОН (ОЗ. БАЙКАЛ)

Т.М. Сквитина¹, А.Б. Котов², Т.В. Донская¹, Е.В. Адамская²,
В.П. Ковач², Е.В. Толмачева², Ю.В. Плоткина², И.Н. Бучнев²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skovit@crust.irk.ru

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

Проведенные ранее геохронологические исследования кайнозойских эоловых песков Сарайской бухты (северо-западное побережье о. Ольхон) показали преобладание в них магматического и метаморфического детритового циркона с возрастом 450–495 млн лет, а также наличие детритового циркона магматического происхождения с возрастом 286–310 млн лет и детритового циркона неопротерозойского возраста (599–794 млн лет) [1, 2]. На основании этих данных было сделано предположение, что в качестве источников песков следует рассматривать раннепалеозойские магматические и метаморфические породы Ольхонского террейна при подчиненном количестве позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

Для того чтобы получить дополнительную информацию об источниках песчаных отложений, были проведены дополнительные U-Th-Pb геохронологические (LA-ICP-MS), а также геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования.

По петрохимическим данным изученные пески соответствуют олигомиктовым псаммитолитам, полимиктовым и граувакковым песчаникам (классификация А.Н. Неелова [3]) или ваккам (классификация М.М. Хиррона [4]). Содержания SiO₂ в песках изменяются от 74 до 90 мас. %, но при этом они характеризуются широкими вариациями содержаний главных и редких элементов, в том числе TiO₂=0.06–1.73 мас. %, MgO=0.1–2.1 мас. %, Fe₂O₃*=0.6–5.6 мас. %, CaO=0.3–4.4 мас. %, Zr=42–443 г/т, La=4.8–23.7 г/т. Расположение точек составов песков на диаграммах Th/Sc – Zr/Sc [5], Ti/Zr – La/Sc [6] и La/Th – Hf [7] указывает на источники как кислого, так основного и среднего состава.

Полученные для песков о. Ольхон оценки tNd_(DM) находятся в интервале 1.5–1.9 млрд лет. В рамках Sm-Nd изотопной систематики это свидетельствует о том, что их главными источниками служили породы раннедокембрийской континентальной коры и (или) более молодые породы, которые образовались в результате переработки континентальной коры раннедокембрийского возраста, возможно, с небольшой добавкой более молодого ювенильного компонента. Наиболее вероятно то, что в качестве таких пород выступали магматические и метаморфические породы, которые в пределах всего Ольхонского террейна характеризуются значениями tNd_(DM)=0.7–2.6 млрд лет [8–10], а для пород о. Ольхон значения tNd_(DM) составляют 1.0–1.9 млрд лет [8, 9].

Большая часть детритового циркона из песков о. Ольхон представлена хорошо ограненными кристаллами и их обломками, которые практически не окатаны. Как правило, они обладают отчетливо выраженной тонкой и грубой осцилляторной зональностью, характерной для цирконов магматического генезиса. В них обнаружены частично и полностью раскристаллизованные расплавные включения, которые иногда декрипитированы. Реже встречаются округлые зерна циркона с секториальной зональностью и флюидными включениями, что типично для циркона метаморфического происхождения. На гистограмме распределения возрастов и кривой относительной вероятности возрастов отчетливо выделяются три максимума – 299, 460 и 624 млн лет. Следует отметить, что в первой группе (299 млн лет) присутствует только магматический циркон, тогда как во вторую и третью группу (460 и 624 млн лет) попадает циркон как метаморфического, так и магматического происхождения.

Таким образом, в изученных песчаных отложениях о. Ольхон преобладает раннепалеозойский магматический и метаморфический детритовый циркон. В качестве его главного источника можно рассматривать магматические и метаморфические породы Ольхонского террейна, которые обнаруживают при этом существенные отличия по своим геохимическим характеристикам.

В частности, на о. Ольхон отмечаются магматические породы (гранитоиды, сиениты, лампрофиры), имеющие U-Pb возраст по циркону 461–495 млн лет [9, 11, 12], содержание SiO₂ в которых варьируется от 48 мас. % в лампрофирах до 78 мас. % в лейкогранитах [9, 11–13]. Для метаморфических пород о. Ольхон (гранулитов и гранат-биотитовых гнейсов) возраст метаморфизма был определен в диапазоне 489–498 млн лет [8, 9], а содержание SiO₂ в метаморфических силикатных породах о. Ольхон изменяется от 50 до 74 мас. % [8, 9, 13].

Источниками позднекарбонového – раннепермского детритового циркона могли служить гранитоиды Ангаро-Витимского батолита или не установленные к настоящему времени на территории Ольхонского террейна магматические породы позднепалеозойского возраста.

В качестве источников циркона неопротерозойского возраста могут выступать как магматические и метаморфические породы с возрастом 624–844 млн лет, представленные в виде небольших фрагментов в пределах материковой части раннепалеозойского Ольхонского террейна [10, 14, 15], так и раннепалеозойские гранулиты и гранат-биотитовые гнейсы о. Ольхон, содержащие зерна неопротерозойского детритового циркона [8, 9].

Обращает на себя внимание то, что в песках о. Ольхон не обнаружен детритовый циркон докембрийского возраста, что не соответствует результатам Sm-Nd изотопно-геохимических исследований. Вполне возможно, что это связано с технологическими особенностями метода LA-ICP-MS, который позволяет проводить геохронологические исследования только достаточно крупных зерен циркона. При этом более мелкие зерна циркона, которые могут нести информацию о докембрийской предыстории рассматриваемого региона, выпадают из поля нашего зрения.

- [1] Котов А.Б., Ковач В.П., Сквитина Т.М., Лопатин Д.В., Донская Т.В., Склярёв Е.В., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Источники кайнозойских песчаных отложений острова Ольхон (Байкальская рифтовая зона): результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // 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. 145–147.
- [2] Котов А.Б., Сквитина Т.М., Ковач В.П., Склярёв Е.В., Донская Т.В., Лопатин Д.В., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М., Бучнев И.Н. Источники и области сноса позднекайнозойских песчаных отложений острова Ольхон (Байкальская рифтовая зона) // Доклады РАН. 2019. Т. 484, № 3. С. 325–328.
- [3] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [4] Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Research. 1988. V. 58, № 5. P. 820–829.
- [5] McLennan S.M., Hemming, S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments / Eds M.J. Johnson, A. Basu. Geological Society of America Special Papers. 1993. V. 284. P. 21–40.
- [6] Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace-element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 92. P. 181–193.
- [7] Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // Journal of the Geological Society. 1987. V. 144, № 4. P. 531–542.
- [8] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Khubanov V.B., Demonterova E.I., Motova Z.L. Metaterigenous Rocks of the Olkhon Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: U-Pb Zircon Age, Geochemical Characteristics, and Formation Models of Sedimentary Protoliths // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13, № 3. 0635.
- [9] 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.
- [10] 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.
- [11] Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации палеозойских гранитоидов по цирконам (SHRIMP-II), Ольхонский регион, озеро Байкал // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 41–55.

- [12] Федоровский В.С., Скляр 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] Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск: ГЕО, 2018. 248 с.
- [14] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.
- [15] Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В., Махоншин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н. U-Pb изотопное датирование цирконов (SHRIMP-II) гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья // Доклады РАН. 2010. Т. 432, № 6. С. 797–800.



ХРОНОЛОГИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА И ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ СУБДУКЦИОННЫХ СОБЫТИЙ В АККРЕЦИОННЫХ ПОЯСАХ (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ)

С.Ю. Скузоватов¹, Х. Чен², А.В. Скобленко³, А. Везине⁴

¹ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, skuzovатов@igc.irk.ru

² Шанхай, Университет Тунцзи

³ Москва, Геологический институт РАН

⁴ Гренобль, Университет Гренобль-Альпы

Высокобарические метаморфические комплексы являются распространенным компонентом орогенных поясов и источником информации о масштабах и динамике процессов в зонах палеоконвергенции. Наиболее важно для геолого-тектонических построений то, что подобные комплексы дают возможность установить время субдукционных событий, для которых не существует прямых свидетельств в виде надсубдукционного магматизма и сопутствующих изменений в осадочных летописях. Полученные данные о возрасте высокобарических пород повсеместно и зачастую ошибочно интерпретируются как время завершающих аккреционно-коллизийных событий, что наиболее существенно для сложно построенных аккреционных орогенов.

На территории Западной Монголии субдукционные процессы повсеместно фиксируются в пределах протяженной Озерной зоны позднепротерозойско-раннепалеозойскими островодужными магматическими комплексами и офиолитами, (например [1–4]), а также ограниченными находками высокобарических пород [5–8]. Время формирования наиболее детально охарактеризованных надсубдукционных гранитоидов относится к позднему венду – раннему кембрию (~550–520 млн лет) [1–3], тогда как на основании исследований ксенокристов циркона в качестве основной фазы формирования островодужной литосферы предполагается диапазон ~580–560 млн лет. В пределах Юго-Западной Монголии подобные примеры отсутствуют, за исключением надсубдукционных офиолитов Хантайшира (568±4 млн лет) [4]. Для эклогитов (1.9–2.1 ГПа, 600–625 °С) существующие датировки ⁴⁰Ar-³⁹Ar методом (~543–537 млн лет) [5] соответствуют времени синметаморфического магматизма в соседних гнейсовых блоках [9]. Присутствие в зоне сочленения Озерной зоны и Дзабханского террейна многочисленных разновозрастных блоков метаморфических пород от палеопротерозойского до раннепалеозойского возраста [9, 10] ставит под сомнение применение указанных ⁴⁰Ar-³⁹Ar датировок к финальной аккреции данной части Центрально-Азиатского орогена.

В рамках настоящего исследования с целью установления времени субдукционных событий предпринята попытка дополнительной геохронологической характеристики эклогитов комплекса Алаг-Хадны [5–7]. Детальные минералого-петрологические исследования показали крайне единообразную историю прогрессивного погружения пород и исключительно проградную зональность порфиروبластового граната (по главным катионам и РЗЭ). Последнее указывает на отсутствие сколь-либо существенных эпизодов растворения, перекристаллизации или диффузионного переуравновешивания граната. Применение наиболее уместного для низко- и средне-температурных эклогитов изотопно-геохронологического подхода с Lu-Hf изохронным датированием показало, что рост граната при ~1.5–2.1 ГПа был инициирован не позднее 589±2 млн лет (рис. 1), что на ~50 млн лет превышает существующие оценки ⁴⁰Ar-³⁹Ar методом. Локальное изохронное датирование фенгита для наименее деформированного эклогита в совокупности с его составом и редкоэлементными характеристиками указывает на перекристаллизацию фенгита в условиях, близких к пиковым, на рубеже 568±9 млн лет (MSWD=1.3) (рис. 2). Последующие деформационные события и частичная перекристаллизация при эксгумации пород приводят к частичному омоложению полученных значений возраста (но не моложе 559±6 млн лет). Это позволяет предполагать длительность погружения пород со скоростью не медленнее ~3 км/млн лет.

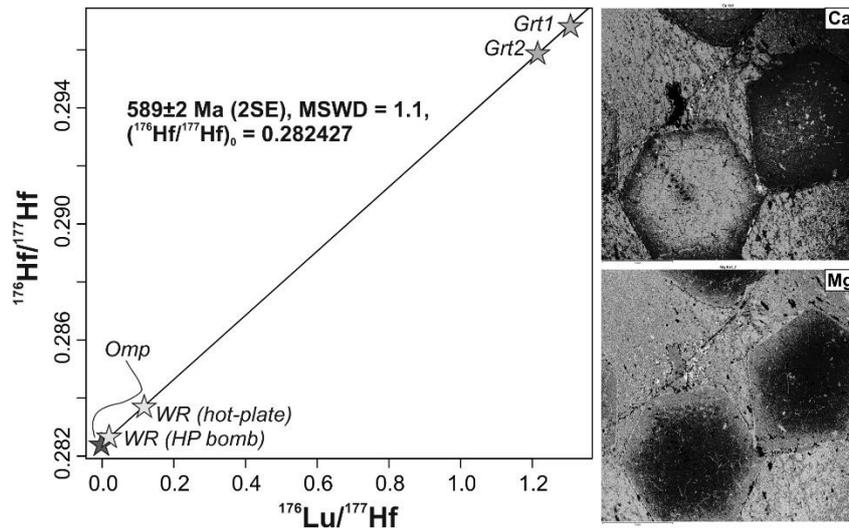


Рис. 1. Lu-Hf изохрона для эклогита комплекса Алаг-Хадны (Юго-Западная Монголия) по данным MC-ICP-MS и карты распределения, иллюстрирующие прогрессивную зональность в гранате.

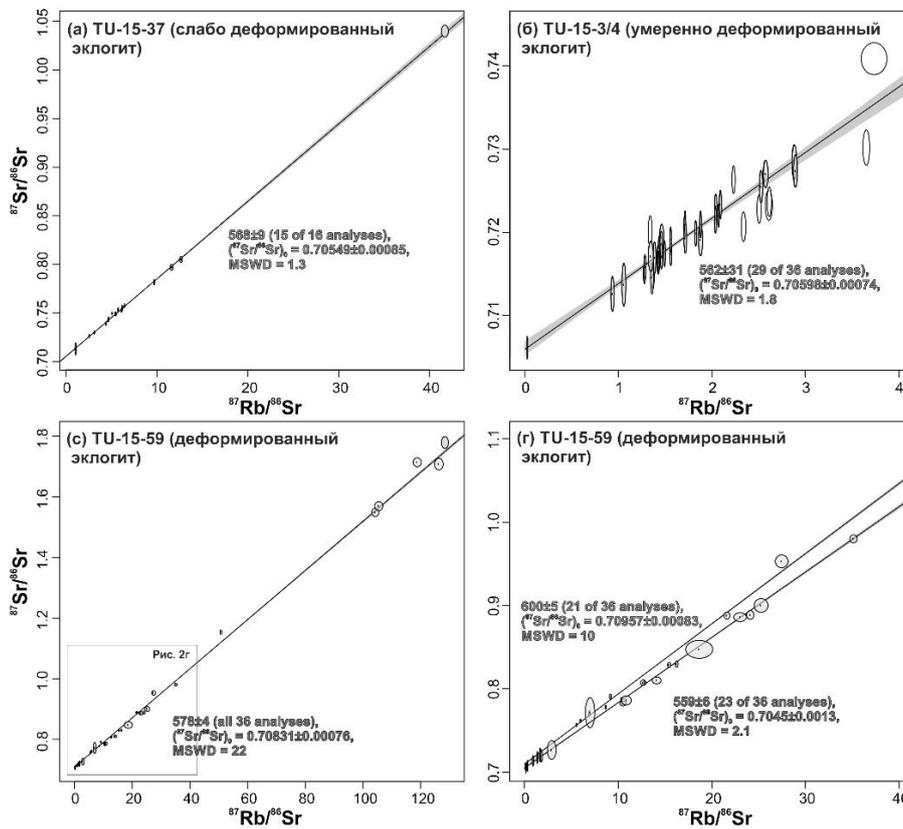


Рис. 2. Rb-Sr изохроны для трех образцов эклогитов комплекса Алаг-Хадны (Юго-Западная Монголия) по данным in-situ LA-ICP-MS/MS датирования.

Таким образом, геохронологическими исследованиями показано, что эклогитизация и эксгумация пород, хоть и относятся к тому же позднепротерозойско-раннепалеозойскому этапу развития Палеоазиатского океана, происходили существенно раньше в сравнении с установленными преждевременными рубежами [5], а сами породы не могут выступать маркером финальной стадии аккреции орогена. Вместе с тем остается открытым вопрос о взаимосвязи эклогитового метаморфизма и формирования надсубдукционных офиолитов региона [4].

Исследования инициированы в рамках проекта РНФ № 21-77-10038 и продолжаются при поддержке ИГХ СО РАН (проект государственного задания №0284-2021-0007).

- [1] Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Гаськов И.В. Гранитоидный магматизм и металлогения Озерной зоны Западной Монголии (на примере Бумбатхаирханского ареала) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 2. С. 265–286.
- [2] Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Гибшер А.А. Состав и возраст плагио-гранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 11. С. 1513–1541.
- [3] Руднев С.Н., Гибшер А.С., Семенова Д.В. Вендский островодужный интрузивный магматизм Озерной зоны Западной Монголии (геологические, геохронологические и петрохимические данные) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 6. С. 765–781.
- [4] Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Поздневендский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 8. 1179–1185.
- [5] Štípská P., Schulmann K., Lehmann J. et al. Early Cambrian eclogites in SW Mongolia: Evidence that the Palaeo-Asian Ocean suture extends further than expected // Journal of Metamorphic Geology. 2010. V. 28. P. 915–933.
- [6] Skuzovатов S.Yu., Shatsky V.S., Dril S.I., Perepelov A.B. Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyн-Nuruu area (SW Mongolia): crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 167. P. 33–51.
- [7] Skuzovатов S.Yu. Nature and (in-)coherent metamorphic evolution of subducted continental crust in the Neoproterozoic accretionary collage of SW Mongolia // Geoscience Frontiers. 2021. V. 12, № 3. 101097.
- [8] Bayarbold M., Okamoto A., Dandar O., Uno M., Tsuchiya N. Continental arc-derived eclogite in the Zavkhan Terrane, western Mongolia: Implications for the suture zone in the northern part of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2022. V. 229. P. 105150.
- [9] Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K., Hanžl P., Janoušek V., Gerdes A., Lexa O. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag continent in western Mongolia // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 200–227.
- [10] Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М. Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2021. Т. 29, № 2. С. 195–224.



АЛДАНО-БАЙКИТСКАЯ СИСТЕМА ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВЕРХНЕЙ КОРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.В. Сметанин, А.К. Марченко

Иркутск, ОП АО «Росгео» «ИГП», marchenkoak@mail.ru

Ранее авторами по геолого-геофизическим данным была выделена матрица регулярных морфоструктур центрального типа Сибирской платформы и ее окружения [3]. Анализ взаимного расположения эпицентров посредством аппроксимаций ближайшего окружения кругами или овалами с вычислением коэффициента сжатия позволил выделить три зоны. Центральная – Алдано-Байkitская – имеет ширину около 1100 км с практически равномерным всесторонним сжатием (коэффициент сжатия близок к единице), она простирается в субширотном направлении, охватывая Алданскую антеклизу на востоке и Байkitскую на западе. Северная граница этой зоны представляет собой дугу с выпуклостью на север и проходит в районе 64-й параллели. Южная граница проходит в районе 54-й параллели и простирается от Монголо-Охотского разлома на востоке через Байкало-Патом вплоть до Восточных Саян, наблюдаясь за пределами платформы.

Северная зона характеризуется коэффициентом сжатия 0.6–0.8 с уменьшением в северном направлении, в Южной зоне коэффициент сжатия достигает величины 0.32 и характеризуется уменьшением в южном направлении.

Дальнейшие исследования крупных геологических границ [1] и данных мономерного анализа гравитационного поля [2] позволили впервые установить систему границ, конформных ограничениям Алдано-Байkitской структуры, с близкими расстояниями между ними. Выявленная структура названа Алдано-Байkitской системой линейных структурных элементов верхней коры Сибирского кратона.

В пределах западной части Сибирской платформы устанавливаются закономерные изменения расстояний между границами Алдано-Байkitской системы от 435 км в центре с уменьшением в северном направлении до 360 км, в южном – до 280 км. В алданской части расстояние между выделенными линейными границами изменяется от 298 км на севере до 219 км на юге. Некоторые из этих элементов трансграничны по отношению к общепринятому контуру Сибирской платформы.

Анализ представленного материала, на взгляд авторов, свидетельствует о системе границ докембрийского возраста, сформированных в результате двухстороннего сжатия, ориентированного в субмеридиональном направлении. Впоследствии эти границы неоднократно активизировались и изменялись по конфигурации. Максимальное сжатие наблюдается в Южной зоне в приграничной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Авторы считают, что рассмотрение геодинамики подвижных поясов необходимо проводить с учетом геологических структур внутриплатформенных областей, что позволит установить разновременные границы подвижного пояса.

[1] Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С. Геологическое строение СССР и закономерности распределения полезных ископаемых. Т. 4: Сибирская платформа. Л.: Наука, 1984. 448 с.

[2] Сметанин А.В., Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. Иркутск, 2000. 86 с.

[3] Сметанин А.В., Марченко А.К. Матрица регулярных морфоструктур центрального типа Сибирской платформы и ее ближайшего окружения // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы 2023: Материалы LIV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 195–197.



ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ММЕ: ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДОВ (НА ПРИМЕРЕ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА, ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.Е. Смолякова, В.Г. Владимиров

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

Мафические микрогранулярные включения (ММЕ) представляют собой широко распространенный в I-и S-гранитоидах тип инклюзивов магматического генезиса. Существует ряд гипотез, в рамках которых ММЕ относят к различным генетическим группам:

- автолитам – ранним порциям расплава, претерпевшим быструю консолидацию на стенках подводящих каналов [9, 10];
- продуктам гибридизации основных и кислых магм, проходящей в условиях корового резервуара [7];
- реститам – остаточным тугоплавким порциям расплава [8, 12];
- ксенолитам – фрагментам рамы магматической камеры.

Определение генетической принадлежности включений играет важную роль в понимании петрогенезиса вмещающих гранитоидов. Для решения этой задачи в научных исследованиях используются геохимические и минеральные критерии. Существенно меньшее внимание уделяется структурно-петрологическим характеристикам включений – закономерностям их ориентировки, распределения в магматической камере, признакам и условиям их деформирования. Вместе с тем анализ этих данных позволяет уточнить генезис включений и, соответственно, получить новые данные о тектонических обстановках и условиях становления магматической камеры.

В данном сообщении приведены результаты изучения структурных характеристик ММЕ на примере Баянкольского массива гранодиоритов, расположенного на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива (ЦАСП). Массив имеет размеры 8×3 км и протягивается вдоль Эрзинской тектонической зоны в юго-западном направлении. Возраст массива оценивается в 488 ± 3 млн лет (U/Pb, Zrn [2]). В северо-восточном обрамлении массива фиксируются выходы тела габбро-монцодиоритов (489 ± 3 млн, Ar/Ar [6]). Становление интрузивного тела гранодиоритов происходило на фоне активных сдвиговых процессов в пределах Эрзинской тектонической зоны, что подчеркивается повсеместным наличием признаков магматического течения в гранодиоритах [5].

Мафические микрогранулярные включения широко распространены в пределах Баянкольского массива. Они характеризуются округлой формой и мелкозернистой структурой. Их состав отвечает кварцевым диоритам, тоналитам и, в единичных случаях, габброидам. Возраст ММЕ установлен нами как 484 ± 3 млн лет (U/Pb, Zrn), т.е. отвечает возрасту как вмещающих гранодиоритов, так и контактирующего с гранитоидами габброидного тела. На магматическую природу включений указывают структурные признаки и наличие осцилляторной зональности во вкрапленниках плагиоклаза.

Все вышеперечисленные черты ММЕ позволяют исключить «ксенолитовую» и «реститовую» модели происхождения включений. Несколько сложнее соотносить ММЕ с автолитами либо с продуктами гибридизации, поскольку они имеют ряд общих черт, к которым можно отнести следующие.

1. Тектурные и минералогические признаки резкого охлаждения (мелкозернистая структура, резкие контакты со вмещающими породами, игольчатый апатит и др.). В рамках первой модели (автолиты) быстрое остывание происходит в подводящих каналах, в рамках второй (гибридизации) – в результате контакта контрастных по составу и реологии расплавов.

2. Петрогеохимический состав ММЕ близок к вмещающим гранитоидам Баянкольского массива. Однако включения характеризуются более низким содержанием кремнезема и практически полным отсутствием калиевого полевого шпата во вкрапленниках и в основной массе.

В модели автолитов минеральный и химический состав включений обуславливается тем, что вещество включений представляет собой ранние и, соответственно, более основные порции расплава [10]. Во второй модели конечный состав ММЕ зависит от смешивающихся расплавов и степени их гибридизации и в общем случае соответствует диоритам [7]. Вместе с тем существует ряд дополнительных фактических данных, которые следует учитывать при выборе гипотезы.

Во включениях практически полностью отсутствуют неравновесные минеральные структуры, образующиеся при взаимодействии основных и кислых расплавов (структуры рапакиви, «глазков» кварца (ocelli) и проч. [11]), что может свидетельствовать в пользу модели автолитов.

На возможность гибридной модели происхождения ММЕ указывает геологическое положение объекта (одновозрастность и пространственная близость гранитоидов и габброидов Баянкольского массива), а также структурные характеристики ММЕ.

1. Распределение ММЕ по альтитуде в массиве гранодиоритов носит неоднородный характер – все включения распределены в пределах нижних $\frac{3}{4}$ части магматического тела и сконцентрированы на нескольких высотных уровнях. Подобное распределение соответствует результатам термомеханического моделирования магматической камеры кислых расплавов, где выделяются пограничные уровни, ограничивающие подъем глобул более основного расплава [3]. Стоит отметить, что эта модель не подразумевает конвективного перемешивания вещества внутри магматического резервуара.

2. Совокупность структурных характеристик ММЕ (ориентировка эллипсоидных и уплощенных разновидностей, внутрикристаллические деформации и минеральная линейность) указывает на то, что включения находились в неконсолидированном состоянии в период течения кислых магм. В модели же автолитов вещество включений вначале претерпевает кристаллизацию на стенках подводных каналов и лишь впоследствии увлекается новыми порциями расплава внутри магматической камеры.

Таким образом, структурно-петрологические характеристики включений свидетельствуют в пользу гибридной природы их происхождения. Это позволяет связать формирование Баянкольского массива гранодиоритов со становлением одноименного массива габброидов. Можно полагать, что основные расплавы выполняли роль теплового источника, чему не противоречат оценки *PT*-параметров метаморфической зональности, зафиксированной в северо-западном обрамлении тела габброидов [1, 4]. Кроме того, характер распределения ММЕ в массиве гранодиоритов позволяет восстановить динамику консолидации расплавов магматической камеры в стабильных условиях, а морфология и внутреннее строение включений – оценить роль тектонических процессов в формировании гранитоидных массивов на поздне- и постконсолидационных стадиях.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0).

- [1] Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1997. 17 с.
- [2] Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Семенова Д.В. Гранитоидный магматизм Западного Сангилена (ЮВ Тува): состав и возраст по данным U-Pb датирования // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы XI Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск: ООО Компания Милон, 2022. Вып. 11. С. 39–44.
- [3] Полянский О.П., Изов А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилена, Тува, Россия // Геотектоника. 2021. № 1. С. 3–22.
- [4] Селятицкий А.Ю., Полянский О.П., Шелепаев Р.А. Глубинный метаморфический ореол баянкольского габбро-монцодиоритового массива – индикатор нижнекоровых базитовых камер (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 9. С. 1204–1226.
- [5] Смолякова А.Е., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. Закономерности пространственного распределения мафических включений в гранодиоритах Баянкольского массива (Западный Сангилен, ЮВ Тува) // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2021. Т. 3. С. 83–84.

- [6] Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтманн Р. Коллизионный магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. С. 653–672.
- [7] Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // Lithos. 2005. V. 80. P. 155–177.
- [8] Chen Y.D., Price R.C., White A.J. Inclusions in three S-type granites from Southeastern Australia // Journal of Petrology. 1989. V. 30. P. 1181–1218.
- [9] Pascual E., Donaire T., Pin C. The significance of microgranular enclaves in assessing the magmatic evolution of a high-level composite batholith: A case on the Los Pedroches Batholith, Iberian Massif, Spain // Geochemical journal. 2008. V. 42. P. 177–198.
- [10] Rodriguez C., Castro A. Origins of mafic microgranular enclaves and enclave swarms in granites: Field and geochemical relations // GSA Bulletin. 2019. V. 131. P. 635–660.
- [11] Vernon R.H. Microstructures of microgranitoid enclaves and the origin of S-type granitoids // Australian Journal of Earth Sciences. 2014. V. 61. P. 227–239.
- [12] White A.J., Chappell B.W., Wyborn D. Application of the restite model to the Deddick granodiorite and its enclaves – a reinterpretation of the observations and data of Maas et al. (1997) // Journal of Petrology. 1999. V. 40. P. 413–421.



ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КРУПНООБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В МАРНИНСКОЙ СВИТЕ ПРИСАЯНЬЯ: МАРИНОНСКИЙ ЦИКЛ ЗАМЕРЗАНИЯ И ОТТАИВАНИЯ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА

Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая

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

Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Проблема генетического истолкования отложений, связанных с оледенением суши, появилась в XIX в., и термин «тилл» (плохая почва) шотландского происхождения стал общепризнанным обозначением этого события. Исследование древних «тиллитов» дало второе название этих несортированных отложений – «диамиктиты», но к настоящему времени эти два обобщающих термина включают только частичную информацию о ледниковых событиях, которые структурно более сложные и разнообразные [1]. В докладе рассматриваются седиментационные события позднекриогенского (маринонского) оледенения на юго-западе Сибирской платформы, представление о котором эволюционировало [2–4].

В докладе обосновано представление о том, что в позднекриогенскую (маринонскую) ледниковую эпохи (ледниковья) образуются крупнообломочные отложения разных генетических типов, которые объединяются в закономерный временной ряд. Вывод сделан на детальном анализе и стратиграфической корреляции отложений марнинской свиты криогения – эдиакария Присяянья [4].

Первая интерпретация последовательности отложений, связанных с маринонским, позднекриогенским, оледенением Сибирского кратона была сделана в докладах и статьях [2, 3]. Автор опирался на представление: 1) об образовании предвендского перерыва и глубокой эрозии позднеарифейских (тонийских) отложений ледником, 2) о базальном положении морены и предполагаемых аналогов, 3) об одновременности этих базальных слоев. Переинтерпретация генезиса отложений и их временной корреляции привела к выводу, что модель стадий оледенения иная, чем предполагалась раньше [4].

Ледниковые и ассоциированные отложения марнинской свиты залегают со стратиграфическим несогласием на тагульской и ипситской свитах карагасской серии тония – раннего криогения [2, 5]. Перерыву в седиментации предшествовало несколько геологических событий: 1) накопление верхнего подразделения карагасской серии – ипситской свиты морских аркозовых алевролитов золотого происхождения, а в верхней ее части – строматолитовых доломитов, 2) погружение окраины кратона и образование карагасского осадочного бассейна, 3) катагенез отложений, 4) тектонический подъем кратона и эрозия верхней части карагасской серии. Параллельное прилегание базальной части оселковой серии к эродированной поверхности карагасской серии свидетельствует об отсутствии на границе эпох складчатых деформаций и орогенеза.

Предледниковый временной интервал стратиграфического несогласия между оселковой и карагасской сериями можно оценить по скорости механической денудации внутриконтинентальной суши в современном межгляциале. Если считать, что до образования делювиальных брекчий на поверхности ипситской свиты было механически эродировано в среднем около 400 м верхней части этой свиты, то для этого потребовалось бы, по современным измерениям, в бассейнах северных горных рек Маккензи и Колумбия в Канаде 12.5–25 млн лет, для других современных горных рек – 10–40 млн лет [6]. Можно предполагать, что скорость денудации и временной интервал стратиграфического несогласия между карагасской и оселковой сериями близок к этим современным оценкам. Перерыв и стратиграфическое несогласие между карагасской и оселковой сериями не связаны с оледенением и эродирующей деятельностью континентального ледника. Это новое представление доказывается обновленной схемой корреляции отложений нижней части марнинской свиты [4], обоснованной генетической интерпретацией последовательности отложений. Временная последовательность событий и отложений приведена ниже.

К самым древним отложениям эпохи маринонского ледникового на стадии «сухого материка» мы относим мономиктовые брекчии пермафроста в основании плитинской пачки и классифицируем их как глыбовый делювий («курум», «каменная река») [4]. Брекчии залегают на ипситской свите и представлены угловатыми глыбами и щебнем аркозовых алевролитов из ипситской свиты (в литературе часто называются, по внешнему сходству, «микрокварцитом» или «регенерированным микрокварцитом», что не соответствует петрографическому составу породы). Брекчия состоит из крупных обломков (10–150 см), плотно прилегающих друг к другу без матрикса или обильного цемента. Брекчии образуют пласт (20–30 м), который протягивается, с перегибами, в урочище Плиты на расстояние ≈ 1 км. В других разрезах Присяянского бассейна брекчии были переотложены и обломки испытали частичное окатывание, отложения классифицируются как конгломерато-брекчии.

Мономиктовые брекчии в стенках термокарстовых воронок и западин состоят из почти не перемещенных обломков слоев тагульской и ипситской свит, разделенных песчаными «жилами» и линзами из вымытого кварцевого песка.

Мономиктовые брекчии коллювия оттаивания – переотложенный курум в водоемы полостей термокарста – множественные массивные слои среди песчаников, алевролитов и доломитов карапчетуйской пачки марнинской свиты. Отличаются однородным или слабосмешанным материалом из верхних подразделений карагасской серии, подвергшихся «сухому» морозному выветриванию.

Проллювиальные валунные полимиктовые конгломераты нерсинской пачки марнинской свиты состоит из обломков пород тагульской и ипситской свит и долеритовых даек и силлов в этих свитах. Отличаются массивной текстурой и связаны с отложением коллювия временными потоками таящей мерзлоты.

Диамиктиты (тиллиты) валунные полимиктовые с алеврито-глинистым, песчано-гравийно-галечным матриксом. Слагают уляхскую пачку марнинской свиты, имели экз- и интрабассейновый источники и содержат все признаки собственно ледникового (моренного) происхождения [3].

Брекчии и конгломерато-брекчии полимиктовые не сортированные по величине обломков, образуют среди верхней части диамиктитов уляхской пачки линзы, креваасы, трубообразные тела (элементы абляционной морены).

Конгломераты постгляциальные мономиктовые галечные флювиальные с обломками пород ипситской свиты залегают в виде базального слоя, линзы или слоя рассеянной интрабассейновой гальки в основании красовской песчаниковой пачки марнинской свиты.

Крупнообломочные отложения разных генетических типов, перечисленные во временном ряду, маркируют главные вехи истории маринонского оледенения и вместе с сопутствующими и перекрывающими отложениями конца этого ледникового периода отражают эволюцию осадконакопления.

Оледенению предшествовало поднятие кратона без складчатости и денудация верхней части карагасского осадочного бассейна. Это событие косвенно указывает на возможную связь криогенских оледенений с «всплыванием» всех древних материков до зоны отрицательной температуры в тропосфере. Во всяком случае это предположение дает объяснение внезапному оледенению почти всех материков в составе суперконтинента Родиния в приэкваториальной зоне и правдоподобности гипотезы «Snow-Ball Earth».

Вероятно, именно высокое положение палеоконтинента Сибирь в тропосфере привело к его замерзанию в позднем криогении и образованию курумов (плитинская пачка). Первое оттаивание вечной мерзлоты (пермафроста) сопровождалось образованием термокарста на карбонатных отложениях тагульской свиты, переотложением глыбового делювия солифлюкцией и временными потоками (карапчетуйская и нерсинская пачки), отложением песчаных и алевритовых пород ручьями и мелкослоистых строматолитовых доломитов в прудах термокарстовых долин.

Образование маринонского ледника (ов), на стадии «влажного» материка маркируется образованием морен (диамиктитов, тиллитов), которые сопровождаются эрозионными и стрессовыми текстурами, обусловленными течением льда. Ледниковые отложения (уляхская пачка) залегают поверх отложений пермафроста и термокарста и латерально смещаются на отложения ипситской и тагульской свит. Гляциодислокации, эрозионная морфоструктура, вдавливание камней в доломиты тагульской свиты, экзотические камни (граниты, гнейсы, кварциты) – атрибуты дальности переноса материала морены и эрозии фундамента за пределы карагасского осадочного бассейна.

Второе оттаивание палеоконтинента Сибирь и растаивание ледника привели к образованию постледниковых озер (тыгнейская пачка) с черными аргиллитами и слоями доломита. Слои доломита соединяются в урочище Уляха в единую чёрнинскую пачку [4, 5]. Именно эта пачка по последовательности событий была отнесена к кэп-доломиту [2]. Доломиты образовались в пресной воде глубоких застойных постледниковых озер, ассоциируются с черными аргиллитами и перекрыты гляциофлювиальными песчаниками (зандрами с фэн-дельтой) с базальным слоем или линзой конгломератов (красовская пачка). Подобный региональный слой (пачка Нуккалина) тончайшеслойчатых бактериальных доломитов с примесью эоловой пыли (по личным наблюдениям одного из авторов доклада) был принят мировым сообществом геологов в качестве стандарта нижней границы *эдиакария* в стратотипе (хр. Флиндерс, Южная Австралия) [7].

В первый период исследований отложения относительно небольших по мощности кэп-доломитов чёрнинской пачки коррелировались с более мощными и литологически более разнообразными доломитами озеркинской пачки в урочище Озерки [3]. Как мы считаем, озеркинская пачка по последовательности текстур образовалась в обстановках морского карбонатного рампа и представляет собой трансгрессивно-регрессивный цикл, что можно объяснить более поздним постмаринонским подъемом уровня Мирового океана [4, 5].

На основании проведенных исследований можно сделать выводы:

1. Перед тем как на континенте возникает «снеговая шапка», а затем ледник, континент должен замерзнуть.

2. Континент может замерзнуть, если приблизится к полюсам холода или он поднимется и его поверхность приблизится к границе топо- и стратосферы.

3. Вероятно, замерзание континента не всегда приводит к образованию ледника, так как как необходимая причина его образования – мощный источник влаги.

- [1] Arnaud E., Etienne J.L. Recognition of glacial influence in Neoproterozoic sedimentary successions // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Geological Society of London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 39–50.
- [2] Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяня и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. № 1. С. 3–34.
- [3] Sovetov J.K. Late Cryogenian (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya Formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan Range, southwestern Siberian Craton // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Geological Society of London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 317–329.
- [4] Советов Ю.К., Соловецкая Л.В. Нижние границы венда и эдиакария: альтернативы выбора. // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения: Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (25–29 сентября 2023 г.). СПб.: ИГГД РАН, 2023. С.148–151.
- [5] Romanov M., Sovetov J.K., Vernikovskiy V.A., Rosenbaum G., Wilde S., Vernikovskaya A., Matushkin N., Kadilnikov P. Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // International Geology Review. 2021. V. 63, № 13, P. 1658–1681.
- [6] Einsele G. Denudation: Solute Transport and Flux Rates of Terrigenous Material // Sedimentary Basins (Evolution, Facies, and Sediment Budget) / Eds G. Einsele. Berlin: Springer-Verlag, 1992. P. 345–376.
- [7] Gradstein F.M., Ogg J.C., Smith A.J., Bleeker W., Lourens I.J. A new Geological Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. V. 27. P. 83–100.



ФОРМЫ АКРИТАРХ, СОХРАНЯЮЩИЕ ОБЪЕМ В ИСКОПАЕМОМ СОСТОЯНИИ: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ И ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА

А.М. Станевич

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Вопрос существования таких форм был поднят на коллоквиумах в 1986 и 1989 гг., но не был принят большинством коллег [8]. Позже подобные акритархи были выделены в подгруппу *Implethomorpha* Jank. et Mikh. Они изучены мало. И основной причиной являются их малые размеры (в среднем 5–20 мкм), что заведомо предопределяет, особенно для молодых исследователей, трудоемкость их распознавания и идентификации. Сравним. Если широко распространенные формы типа *Leiosphaeridia* при размерах 200–400 и до 1000 мкм отчетливо распознаются и описываются при увеличениях $\times 200$ –400, то акритархи подгруппы будут наблюдаться в виде темных точек и не будут изучены. А последнее возможно только при использовании иммерсионных объективов.

При сравнении их с формами многочисленных микробиот позднего докембрия мира отчетливо устанавливается одно основное морфологическое различие. Оно заключается в том, что большинство форм подгруппы имеет способность сохранять объем своих оболочек и внутренние признаки в условиях диагенеза и начальной субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. Указанная особенность, обычно не акцентируемая в печати, присуща и ряду форм из других местонахождений [14, 15]. Микрофоссилии, обладающие подобным свойством и имеющие меньшие размеры, отличаются от многих акритарх, которые сплющиваются в плоскую пластинку еще в начале литификации осадка [1] и с которыми преимущественно знакома подавляющая часть микрофитологов. Предположение о существовании двух морфологических типов микрофоссилий, оболочки которых по-разному реагируют на литостатическое давление, возникло на основе изучения материала из отложений Саяно-Байкало-Патомского и других регионов [5, 9, 10]. Ряд таксонов объемных форм был открыт нами в хорошо изученных «микробиотах» рифея Сибири и Урала. Уплотненные и объемные формы нередко присутствуют в одних пробах.

Выделение новой подгруппы перевело проблему дальнейших исследований в чисто формальное, классификационное русло, не затрагивая перспектив ее решения. В то же время имеющиеся данные показывают, что различие двух типов форм обусловлено в большей мере их жизненными свойствами. Данная проблема является многоаспектной и находится в стадии понимания ее как таковой. Косвенно, но указанное различие предоставляет возможности для поисков и конкретизации критериев биологического разделения части форм, относимых к акритархам. Вопрос обсуждался с коллегами, в том числе и на коллоквиуме 1986 г. У большинства микрофитологов он встретил непонимание или опровержение. Основным доводом оппонентов являлась большая вероятность сохранения объема у мелких более, чем у крупных форм, вследствие меньшего давления в межзерновом пространстве терригенного осадка, хотя изучение шлифов показывает, что в пелитах, где наиболее часто захороняются органические микроостатки, кластогенные зерна редки и сопоставимы или меньше размером, чем формы микрофоссилий.

Объемные тельца в массе имеют меньшие размеры и набор признаков внутри оболочек, не известный в уплотненных формах. Этот факт дал основание утверждать, что различие их физико-химических свойств обусловлено природными (естественно-систематическими) различиями групп организмов [10, 11]. Данное чисто эмпирическое предположение, основанное на просмотре материала, пусть значительного, но малоизвестного, нуждалось в апробации и дальнейшем развитии. Понимание эта проблема нашла лишь у Т.В. Янкаускаса, материал которого из рифейских отложений Южного Урала также включал мелкие объемные формы.

Тафономия органических остатков докембрия является малоразработанной. В наибольшей степени изученными являются вопросы кремнистой консервации микрофоссилий [12, 16]. В отношении спорополлениновых объектов, какими являются микрофоссилии, основным фактором

их посмертных изменений, не считая бактериальной дезинтеграции, представляется степень устойчивости против давления при диагенезе и начальном метаморфизме [10]. Высокоустойчивые полимерные материалы участвуют в строении репродуктивных и других органов фанерозойских и современных растений [2]. Химическая неоднородность вещества не только особой различных таксономических групп, но и в пределах одного индивида обуславливает избирательную сохранность при фоссилизации. В неменьшей мере различие в прижизненном и посмертном противодействии внешним агентам было, скорее всего, присуще и докембрийским организмам.

Анализ результатов исследований показывает, что у микрофитологов докембрия преобладает убеждение в однотипности сохранных свойств древних организмов. Существует распространенное мнение о том, что органостенные микрофоссилии могут иметь объем только при образовании минеральных псевдоморфоз. Вместе с тем в многочисленных местонахождениях давно известны формы, размерами 3–25, до 50 мкм, которые сохраняют свое трехмерное строение и разнообразные признаки, в том числе и тончайшие, при условиях начальной ступени зеленосланцевой фации метаморфизма [6, 10]. Хорошей иллюстрацией к затронутой теме являются экспериментальные данные по определению прижизненной устойчивости современных бактерий к давлению [4]. Некоторые бактерии, находящиеся в фазе роста, отмирали при 500–600 атм., а их размножение задерживалось при 300 атм. Можно заключить, что объем и морфологические признаки многих бактерий могут сохраняться при давлении, соответствующем условиям начального метаморфизма. Вышеотмеченное только подтверждает общеизвестное мнение, что бактерии быстро фоссилизируются и хорошо сохраняются в ископаемом состоянии [7]. Вполне закономерно, и это подтверждается многочисленными находками, что структуры поверхностных тканей растений также достаточно устойчивы при благоприятных биохимических условиях захоронения [3].

Большинство изученных нами объемных форм, судя по нахождению их в средне- и глубоководных углеродистых слоях, можно с уверенностью сопоставлять с хемолитотрофными анаэробными и другими бактериями [10]. Обнаруженные в ченчинской свите венда *Dictyotidium minor* Stan. по ряду признаков довольно однозначно соотносятся с представителями зеленых водорослей [10, 11]. К этому же отделу можно отнести и целый ряд форм новых родов [10], а также ранее выделяемых в III-а подкомплексе [13], которым при сравнении с акритархами Восточно-Европейской платформы придавалось нижнекембрийское значение, что не признавалось большинством геологов. И только применение современных изотопных методов показало, что микрофитология докембрия «работает» на стратиграфию. Примером служит «омоложение» части древних толщ почти на миллиард лет [10].

- [1] Бурзин М.Б. *Tynnina Burzin, gen. nov.* Новый порядок вендских колониальных коккоидных органикостенных микрофоссилий // Палеонтологический журнал. 1997. № 2. С. 20–28.
- [2] Вассер С.П., Кондратьева Н.В., Масюк Н.П. и др. Водоросли. Справочник. Киев: Наукова Думка, 1989. 608 с.
- [3] Гниловская М.Б., Ищенко А.А., Колесников Ч.М. и др. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- [4] Кузнецов С.И., Иванов М.В., Ляликова Н.Н. Введение в геологическую микробиологию. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 239 с.
- [5] Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пятилетов В.Г. Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1980. № 1. С. 23–29.
- [6] Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеоза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 456–470.
- [7] Розанов А.Ю. Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. Вып. 565. С. 427–447.
- [8] Станевич А.М. Морфогенетические особенности акритарх позднего докембрия Байкало-Патомской горной области // Палинология и полезные ископаемые. Минск: БелНИГРИ, 1989. С. 267–268.
- [9] Станевич А.М. Микрофоссилии в стратиграфии позднего протерозоя Саяно-Байкальского и Анабаро-Оленекского регионов: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011. 44 с.
- [10] Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Гео, 2006. 204 с.
- [11] Станевич А.М., Чатта Е.Н., Корнилова Т.А., Немеров В.К. Условия обитания и вероятная природа акритарх из ченчинской свиты позднего рифея // Палеонтологический журнал. 2007. Т. 41, № 1. С. 1–7.
- [12] Ушатинская Г.Т. Процесс окремнения // Бактериальная палеонтология. 2002. С. 66–67.

- [13] *Файзулина З.Х., Станевич А.М.* Растительные микрофоссилии и их значение для стратиграфии // Палинологические таксоны в биостратиграфии: V Всесоюзная палинологическая конференция. М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 217–218.
- [14] *Янкаускас Т.В.* Микрофоссилии рифея Южного Урала. М.: Наука, 1982. Вып. 368. С. 84–120.
- [15] *Moortan M.* Microbiota of the Late Proterozoic Hector Formation, Southwestern Alberta, Canada // *Journal of Paleontology*. 1974. V. 48, № 3. P. 524–540.
- [16] *Schopf J.W.* Biostratigraphic usefulness of stromatolitic Precambrian microbios: a preliminary analysis // *Precambrian Research*. 1977. V. 5. P. 143–173.



ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ЭТАП В ФОРМИРОВАНИИ КАТУГИНСКОГО Nb-Ta-REE-Zr МЕСТОРОЖДЕНИЯ: СВИДЕТЕЛЬСТВА УЧАСТИЯ ГЛУБИННЫХ СОЛЕВЫХ РАСПЛАВОВ

А.Е. Старикова^{1,2}, Е.В. Складов^{1,3}

¹ Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, starikova@igm.nsc.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

Катугинское месторождение, расположенное в Каларском районе Восточного Забайкалья, содержит промышленные концентрации Nb, Y, Zr, REE, Ta, а также U, Th и криолита. Несмотря на свои небольшие размеры, по запасам Nb, Zr, REE и Ta оно отнесено к весьма крупным, а по содержанию Y – к уникальным [1]. Основными минералами-концентраторами Катугинского месторождения являются пироклор (Nb, Ta, REE+Y, U, Th), циркон (Zr), REE фториды – гагаринит-(Y), твейтит-(Y), иттрофлюорит и флюоцерит (REE+Y), а также бастнезит (REE). Существует несколько точек зрения на генезис рудной минерализации. Первоначально считалось, что месторождение представлено щелочными метасоматитами, слагающими крутопадающую залежь длиной 14 км и мощностью до 800 м, приуроченными к глубинному разлому [1]. Вмещающие породы были отнесены к кристаллическим сланцам и blastsмилонитам, развитым в зоне разлома. Дальнейшие исследования позволили обосновать магматическую природу вмещающих руду пород. Было показано, что месторождение приурочено к высокофтористым щелочным гранитам 2066±6 млн лет, которые объединили к катугинский комплекс [2, 3]. При этом появление рудной минерализации было отнесено к позднемагматической или ранней постмагматической стадии становления катугинского комплекса [4]. Для алюмофторидной и фторидной минерализации (в том числе редкоземельной фторидной минерализации) предлагались модели ликвации с разделением на силикатную и фторидную, либо силикатную и алюмофторидную составляющие [5, 6].

Комплексные исследования цирконов из различных типов пород Катугинского месторождения позволили выявить дополнительный этап в его формировании [7]. В зернах циркона повсеместно встречается зона, насыщенная включениями REE фторидных и фторкарбонатных фаз, возраст которой оказался значительно моложе (1900±6 млн лет) возраста магматических ядер (2064±5 млн лет). Более молодые цирконы (1921±11 млн лет) также были обнаружены в ассоциации с криолитовыми телами и REE фторидными обособлениями. Таким образом, появление алюмофторидных и фторидных тел в пределах месторождения сложно интерпретировать с позиции ликвации, как это было сделано ранее. Полученные данные позволяют предположить, что помимо основного этапа, с которым связана кристаллизация гранитов катугинского комплекса и образование рудных концентраций циркониевой минерализации, в истории месторождения был дополнительный этап с активизацией флюидов, который совпадает с кульминационным эпизодом коллизионных процессов при сборке восточной части Сибирского кратона (1930–1900 млн лет) [8]. Учитывая состав флюидной фазы включений в новообразованных цирконах и характер REE минерализации, можно утверждать, что в мобилизации REE участвовали высокофтористые углекислотные флюиды/солевые расплавы. Вероятным источником вещества этих флюидов могла служить метасоматизированная литосферная мантия под Алдано-Становым щитом, участие которой было показано для редкоземельных магнезиокарбонатитов селигдарского комплекса [9]. Это подтверждается отрицательными значениями ϵ_{Hf} (–2.2...–3.8) в новообразованных цирконах (магматические ядра цирконов имеют положительные значения ϵ_{Hf} (1.1–3.2)) Катугинского месторождения, которые аналогичны отрицательным значениям ϵ_{Nd} в магнезиокарбонатитах [9].

В одной из скважин месторождения на глубине 470–480 м в биотит-амфиболовых гранитах были обнаружены зоны, существенно обогащенные кальцитом (до 10 об. %) и флюоритом (до

5 об. %), часто образующими зональные агрегаты, центральная часть которых сложена флюоритом, а краевая – кальцитом. К этим агрегатам нередко приурочена редкометалльная минерализация, где, наряду с пироксеном и цирконом, распространены минералы-концентраторы, не характерные для Катугинского месторождения, в то время как гагаринит-(Y), твейтит-(Y) и флюоцит отсутствуют. Среди рудных фаз были диагностированы фергусонит-(Y), торит, паризит-(Ce), монацит-(Ce) и необычный силикат Y и REE, соотношение катионов в котором Ca:Fe:Y:REE:Si – 2:2:3:3:8. Для последнего характерны низкие суммы (80–85 мас. %), что может быть обусловлено присутствием в его составе воды и/или CO₃-группы. Цирконы встречаются как в самих гранитах, так и в кальцит-флюоритовых агрегатах. При этом в них, как и в новообразованных цирконах месторождения, наблюдаются многочисленные включения. Учитывая то, что среди кристаллических фаз включений в цирконах из этой зоны широко распространены минералы флюорит-кальцитовых агрегатов, можно утверждать, что время появления флюорит-кальцит-редкометалльной минерализации в изученных гранитах относится ко второму этапу становления месторождения.

Для гранитов катугинского комплекса характерны низкие содержания Ca (CaO < 1 мас. %), P (P₂O₅ < 0.03 мас. %) и CO₂ (≤ 0.2 мас. %) [2]. Появление зон, обогащенных этими компонентами, может быть результатом непосредственного воздействия карбонатитовых расплавов (высокофтористых углекислотных флюидов) на граниты комплекса. Данные по включениям в цирконах показывают, что участие углекислотных флюидов/солевых расплавов для Катугинского месторождения было повсеместным [7]. Однако, по всей видимости, их состав существенно эволюционировал при взаимодействии с щелочными гранитами. Находки кальцит-флюоритовых агрегатов с редкометалльной минерализацией могут служить подтверждением дополнительного приноса REE, Y и Nb в граниты катугинского комплекса на этапе 1930–1900 млн лет.

Исследования выполнены за счет средств проекта РНФ 22-17-00078, <https://rscf.ru/project/22-17-00078/>.

- [1] *Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н.* Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. М.: ВИМС, 2012. 191 с.
- [2] *Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Складов Е.В. и др.* Происхождение палеопротерозойских редкометалльных гранитов Катугинского массива // *Петрология*. 2018. Т. 26, № 1. С. 52–71.
- [3] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* О возрасте Катугинского Та-Nb месторождения (Алдано-Становой щит: к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенетической эпохи // *Доклады РАН*. 2002. Т. 383, № 6. С. 807–811.
- [4] *Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М. и др.* Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // *Доклады РАН*. 2015. Т. 463, № 2. С. 187–191.
- [5] *Savelieva V.B., Bazarova E.P., Khromova E.A., Kanakin S.V.* Fluorides and fluorcarbonates in rocks of the Katugin complex, Eastern Siberia: Indicators of geochemical mineral formation conditions // *Geology of Ore Deposits*. 2017. V. 59. P. 561–574.
- [6] *Старикова А.Е., Складов Е.В., Шарыгин В.В.* Y-REE минерализация в биотит-арфведсонитовых гранитах Катугинского редкометалльного месторождения, Забайкальский край, Россия // *Доклады РАН*. 2019. Т. 487, № 1. С. 88–92.
- [7] *Starikova A.E., Doroshkevich A.G., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., et al.* Magmatism and metasomatism in the formation of the Katugin Nb-Ta-REE-Zr-cryolite deposit, Eastern Siberia, Russia: evidence from zircon data // *Lithos*. 2024. V. 472–473. 107557.
- [8] *Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic Granitoids // *Precambrian Research*. 2020. V. 348, № 1. 105869.
- [9] *Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V.* Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 154. P. 354–368.



ЛИТОГЕОХИМИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ТОЧЕРСКОЙ СВИТЫ БАГДАРИНСКОЙ СИНФОРМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Ташлыков¹, О.Р. Минина², З.Л. Мотова¹, Н.А. Доронина², С.И. Штельмах¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, t2tashlykov@mail.ru

² Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, minina@ginst.ru

В центральной части Западного Забайкалья выделена Байкало-Витимская складчатая система (БВСС), характеризующаяся полициклическим развитием, включающая образования четырех структурных этажей: байкальского (Rf–V), каледонского (C–S₁), раннегерцинского (S₂–C₁) и герцинского (C₂–P). Каждому из них соответствует свой набор структурно-формационных комплексов, формирование которых проходило в определенных геодинамических обстановках. Наиболее дискуссионной остается история развития региона в начале позднего палеозоя. В одной из последних предложенных концепций его эволюции с позиций тектоники литосферных плит становление ранне- и позднегерцинских комплексов происходило в условиях последовательно сменявшихся геодинамических обстановок континентальных окраин пассивного (S₂–D₂), активных андийского (D₂–C₁) и калифорнийского (C₂–P) типов [1, 4]. Объектом исследования стали верхнепалеозойские терригенные отложения точерской свиты Багдаринской синформы Витимкан-Ципинской зоны, относящиеся к раннегерцинскому структурному этажу.

Багдаринская синформа занимает центральную и северную части Витимского плоскогорья. В структурном отношении она рассматривается как грабен-синклиналь со сложной покровно-складчатой структурой, сформированной в конце раннегерцинского этапа [1, 4]. В ее пределах распространены докембрийские метаморфические породы байкальского основания и относительно слабометаморфизованные отложения верхнего палеозоя (D–C₂¹), слагающие серию тектонических пластин. Одним из наименее изученных аспектов является вещественный состав осадочных комплексов. Выявление геодинамических обстановок накопления верхнепалеозойских терригенных пород Багдаринской синформы позволит внести существенный вклад в реконструкцию истории формирования Западно-Забайкальского региона и разработку геодинамических моделей эволюции Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов.

Точерская свита впервые выделена П.В. Осокиным [3], распространена в северо-западной части Багдаринской синформы и слагает две полосы северо-восточного простирания, разделенные метаморфическими породами неопротерозойской сиваконской свиты (выступ докембрийского фундамента синформы). Свита трансгрессивно налегает на верхнерифейскую сиваконскую свиту, верхний контакт ее не определен, на ГКК-1000/3 относится к девону [6]. Свита сложена полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами, углеродистыми известняками с прослоями кремнистых микросланцев, туффигов и туфов. Мощность свиты 2500–3000 м. Отложения свиты включают конформные субвулканические тела (мощностью от первых метров до 400 м) риолитов, риолитовых порфиров, дацитов, андезитов, андезитовых порфиритов. Изотопный возраст андезитов определен в 314.4 ± 3.5 (C₂¹) млн лет (U–Pb метод) [1].

В соответствии с классификацией для песчаных и алевритовых пород, по В.Н. Шванову [5], исследованные породы точерской свиты соответствуют грауваккам, аркозам и литоидным породам. Для выяснения первичной природы терригенных пород использована петрохимическая классификация А.Н. Неелова [2]. Породы точерской свиты локализованы в областях кислых туффигов, граувакковых песчаников, алевропелитовых аргиллитов, граувакковых алевролитов и полимиктовых алевролитов. Терригенные породы точерской свиты обнаруживают содержания SiO₂, варьирующиеся от 51.7 до 74.6 мас. %. Рассчитанные значения гидролизатного модуля $GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$ позволяют определять породы в категорию силиты, (GM < 0.30) и псевдосилиты (GM = 0.31–0.55, MgO > 3 %). Наименование «силиты» и «псевдосилиты» объединяет кварц-полевошпатовые обломочные, некоторые кислые туффоиды и

алюмосиликатные кремнистые породы. Значения титанового ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) модуля позволяют классифицировать породы как сиаллиты и псевдосиаллиты ($TM=0.030-0.070$) [7]. Терригенные породы точерской свиты обнаруживают близкие к среднему фанерозойскому песчанику концентрации U. Содержания Rb, Ba, Sr, Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, Y повышены относительно эталона. Суммарные содержания РЗЭ составляют 90–163 г/т. Для этих пород характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ $(La/Yb)_n=3.5-8.5$. Для большинства исследованных пород точерской свиты характерна слабая европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=0.10-0.14$).

Совокупность петрографических и петрохимических характеристик указывает на то, что большинство исследованных пород классифицируются как силиты и сиаллиты и были образованы за счет разрушения магматических и вулканогенных пород смешанного состава – кислого, среднего. Среди обломков в породах точерской свиты преобладают такие минералы, как кварц и полевые шпаты. Обломки пород в основном представлены гранитоидами, андезитами, дацитами, метаэффузивами. Присутствие таких акцессорных минералов, как турмалин, апатит, также свидетельствует о наличии кислых и средних магматических пород в области сноса [7]. Во всех породных комплексах присутствует вулканогенный материал, указывающий на близость к бассейну седиментации зоны активного вулканизма. Характер распределения редких и редкоземельных элементов, положение фигуративных точек терригенных пород точерской свиты на диаграммах Th/Sc – Zr/Sc [9] и La/Th – Hf [8] также указывают на смешанный состав пород в области источника сноса. Все это позволяет предположить, что породы точерской свиты формировались за счет разрушения островодужных рифейских пород Усойской, Жанокской свит, а также кислых магматических пород Шаманской пластины. Предварительная реконструкция геодинамических условий седиментации осадочных пород точерской свиты проведена с использованием дискриминантных диаграмм DF1 – DF2 [10], которые базируются на логарифмических отношениях основных элементов для терригенных пород с высокими и низкими концентрациями SiO₂. Положение фигуративных точек на этих диаграммах показывает, что их формирование могло происходить в бассейне седиментации, развивавшемся в островодужной или рифтогенной обстановке.

Совокупность новых данных о вещественном составе терригенных и терригенно-вулканогенных пород точерской свиты позволяет предположить, что эти породы формировались в условиях активной континентальной окраины и образованы за счет разрушения магматических и вулканогенных пород кислого, среднего состава. Эти данные не противоречат ранее произведенным реконструкциям, согласно которым в позднем девоне была подобная обстановка, просуществовавшая до начала среднего карбона.

- [1] *Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- [2] *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. СПб.: Наука, 1980. 100 с.
- [3] *Осокин П.В.* Новые данные о возрасте верхнепротерозойских отложений Чина-Амалатского междуречья Витимского плоскогорья // Улан-Удэ, БГУ. 1959. № 2. С. 36–41.
- [4] *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [5] *Шванов В.Н.* Петрография осадочных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). СПб.: Недра, 1987. 269 с.
- [6] *Шелгачёв К.М., Шатковская Л.В., Курбатова Е.И., Минина О.Р., Хохлов Е.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Баргузино-Витимская. Масштаб 1:200000. Лист N-49-XVIII (Багдарин): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 146 с.
- [7] *Юдович Я.Э., Кемпис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- [8] *Floyd P.A., Leveridge B.E.* Tectonic Environment of the Devonian Gramscatho Basin South Cornwall: Framework Mode and Geochemical Evidence from Turbiditic Sandstones // Journal of the Geological Society. 1987. V. 144. P. 531–542.
- [9] *McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments // Geological Society of America Special Papers. 1993. V. 285. P. 21–40.
- [10] *Roser B.P., Korsch R.J.* Provenance Signature of Sandstone-Mudstone Suites Determined Using Discriminant Function Analysis of Major Element Data // Chemical Geology. 1988. V. 67. P. 119–139.



ТУНГУССКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН КАК АРХЕЙСКОЕ ЯДРО СИБИРСКОГО КРАТОНА: СВИДЕТЕЛЬСТВА ПО НЕОАРХЕЙСКИМ ГРАНИТОИДАМ И МЕТАМОРФИЧЕСКИМ ПОРОДАМ

О.М. Туркина

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

Формирование Сибирского кратона как единой структуры в современной конфигурации связано с коллизионными процессами в позднем палеопротерозое в интервале 2.00–1.84 млрд лет. Вместе с тем предположение о более ранней амальгамации некоторых блоков в более крупные единицы высказывалось на основании проявления гранитоидов с возрастом 2.7–2.5 млрд лет в Анабарском и Алданском щитах, а также в Шарыжалгайском выступе [1, 2]. Гранитоиды и субсинхронный метаморфизм служат главными индикаторами коллизионных процессов в архейских провинциях, где глубокий эрозионный срез «стирает» из геологической летописи молассы, а повторное проявление складчатости, метаморфизма и магматизма, связанных с палеопротерозойским орогенезом, нарушает исходные структурные взаимоотношения. Характерной чертой коллизионных гранитоидов является разнообразие их геохимических типов, обусловленное гетерогенностью плавящихся субстратов и вкладом мантийных источников при постколлизионном растяжении. Неоархейские гранитоиды на всех кратонах также отличаются разнообразием, что связано с образованием из различных мантийных и коровых источников, в том числе в результате внутрикорового плавления [3].

Наиболее крупная Тунгусская провинция/супертеррейн протяженностью около 2000 км при ширине 200–800 км занимает всю западную часть Сибирского кратона, ее фундамент обнажается только на крайнем юге в Шарыжалгайском выступе. Архейская (3.4–2.6 млрд лет) геологическая история гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа была различной. Неоархейские гранитоиды наиболее широко распространены в Иркутском и Китойском гранулитогнейсовых блоках и трассируют их границы между собой и с Онотским гранит-зеленокаменным блоком. В отличие от палеопротерозойских гранитов, которые образуют крупные интрузии, неоархейские гранитоиды крайне неоднородны и слагают поля видимого размера в первые сотни метров с многочисленными включениями вмещающих метаморфических пород или разномасштабные жильные тела и их сгущения. Неоархейские гранитоиды деформированы совместно с вмещающими метаморфическими породами, отличаются неоднородными текстурами и гнейсовидны, местами имеют тонкую полосчатость и превращены в гранитогнейсы.

Петрографически среди исследованных гранитоидов выделено три группы. Первая представлена меланократовыми разностями от кварцевых диоритов до тоналитов. Ко второй группе принадлежат амфибол-биотитовые гранодиориты, реже граниты. Третья группа включает наиболее многочисленные биотитовые граниты и лейкограниты и преобладает в бассейне р. Китой, их текстуры слабо гнейсовидные до массивных. От первой группы к третьей увеличение SiO_2 сопровождается снижением концентраций FeO^* , MgO , TiO_2 , CaO и ростом $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Все гранитоиды являются метаалюминиевыми ($\text{ASI}=0.9\text{--}1.1$) и преимущественно магнезиальными. Содержание наиболее некогерентных элементов – Th, LREE, Rb, Ba – близко в породах первых двух групп и отчетливо возрастает для третьей группы. Все гранитоиды объединяет фракционированный характер спектров как легких, так и тяжелых лантаноидов. Гранитоиды первой и второй группы характеризуются узким диапазоном $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ от -1.9 до -1.7 , а калиевые граниты третьей группы – более низкими $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-4.4$ и -4.2 .

Результаты U-Pb датирования циркона из гранитоидов двух первых групп (2544 ± 6 и 2548 ± 7 млн лет) и опубликованные данные по возрасту калиевых гранитов [4] показывают, что все они были сформированы в узком диапазоне 2.53–2.55 млрд лет. Изученные гранитоиды содержат древние (3.10–2.59 млрд лет) ядра циркона, что свидетельствует, наряду с Nd изотопными

данными ($T_{Nd}(DM)=2.9-3.2$ млрд лет), о генерации расплавов из пород архейской коры. В высокоглиноземистых гнейсах верховьев р. Тойсук установлена метаморфическая генерация циркона с возрастом 2553 ± 31 млн лет, что, наряду с ранее полученными данными по цирконам из метаморфических пород [2], указывает на субсинхронность метаморфизма и гранитообразования.

Изучение керн глубоких скважин в центральной и западной части Тунгусского супертеррейна показало распространение неоархейских гранитоидов с возрастом 2.56–2.53 млрд лет [5]. Эти гранитоиды варьируются по составу от гранодиоритов и трондьемитов до высококалийевых гранитов. Величина $T_{Nd}(DM)=2.7-3.0$ млрд лет интерпретируется как образование гранитоидов при плавлении различных архейских коровых источников [5]. В совокупности неоархейские гранитоиды как Шарыжалгайского выступа, так и погребенного фундамента отражают мощное тектонотермальное событие в геологической эволюции коры Тунгусского супертеррейна. Геохимическое разнообразие одновозрастных гранитоидов и их связь с высокотемпературным метаморфизмом служат важным аргументом в пользу связи гранитообразования с коллизионными процессами, обусловившими внутрикоровое плавление.

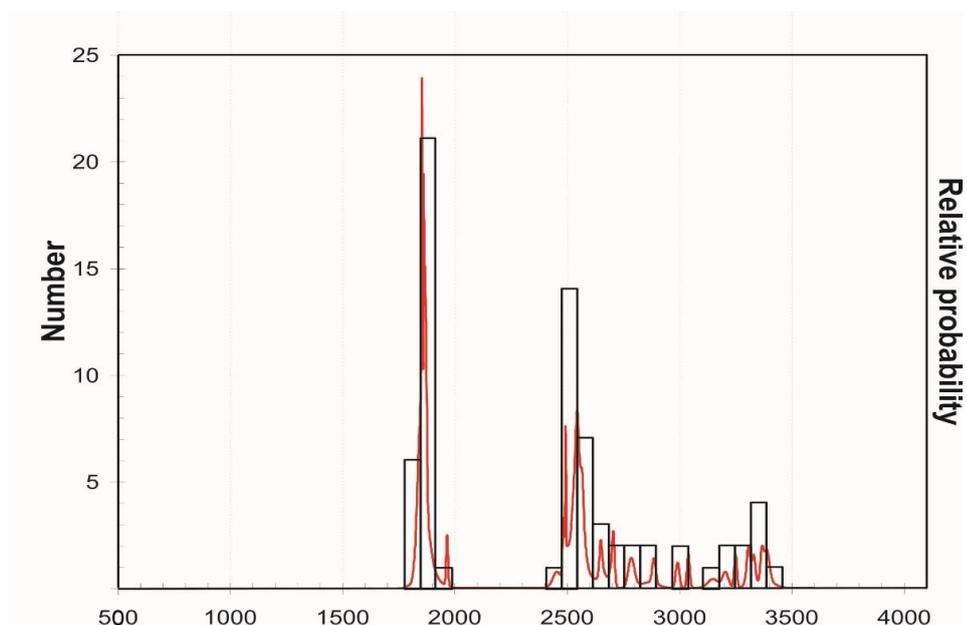


Рис. 1. Гистограмма распределение U-Pb возрастов циркона из гранитоидов Шарыжалгайского выступа и погребенной части Тунгусского супертеррейна.

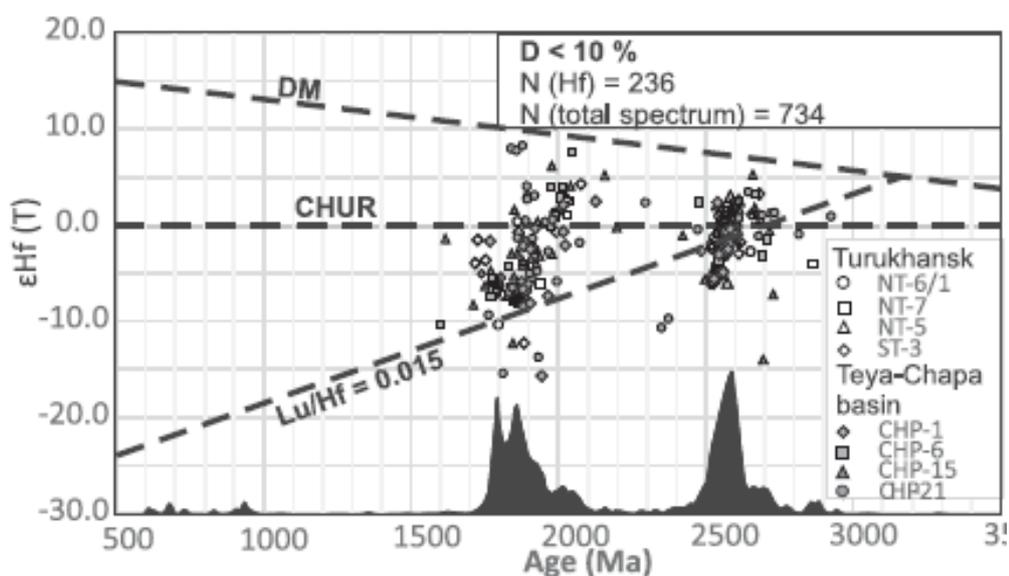


Рис. 2. Изотопный состав Hf относительно U-Pb возраста детритовых цирконов из протерозойских песчаников западной части Сибирской платформы [6].

Спектры возрастов детритовых цирконов из осадочных отложений чехла западной части Тунгусского супертеррейна характеризуются двумя пиками: 2.6–2.5 и 1.90–1.85 млрд лет [6]. Если источником цирконов 1.90–1.85 млрд лет, очевидно, были палеопротерозойские постколлизийные гранитоиды, то для цирконов 2.6–2.5 млрд лет – неархейские гранитоиды. Сравнение возрастных спектров цирконов из гранитоидов фундамента и детритовых цирконов из осадочных пород чехла показывает их удивительное сходство (рис. 1, 2), что служит обоснованием двух этапов гранитодного магматизма во всем Тунгусском супертеррейне. Исходя из связи неархейского гранитообразования с процессами внутрикорового плавления, можно полагать, что образование Тунгусского супертеррейна произошло при коллизии архейских блоков в конце неархея. В пользу этой точки зрения свидетельствует то обстоятельство, что палеопротерозойские гранитоиды развиты только в краевых частях Тунгусского супертеррейна на юге (Шарыжалгайский выступ), юго-западе (Ангаро-Канский блок Енисейского кряжа) и востоке (Байкало-Таймырский пояс/шов), их распространение маркирует сочленение с другими архейскими блоками при формировании палеопротерозойского суперконтинента, а не амальгамацию самого Тунгусского супертеррейна, который в позднем палеопротерозое, очевидно, уже представлял собой единый литосферный блок.

- [1] Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // *Gondwana Research*. 2007. V. 12. P. 279–288.
- [2] Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepkhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgai Uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Research*. 2012. V. 21. P. 801–817.
- [3] Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of «modern-style» plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // *Lithos*. 2014. V. 20. P. 208–235.
- [4] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. С. 1139–1150.
- [5] Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О. и др. Восточная окраина неархейского Тунгусского террейна: данные по скважинам в центральной части Сибирской платформы // *Петрология*. 2022. Т. 30. С. 663–676.
- [6] Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K. A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U Pb-Hf detrital zircon data // *Precambrian Research*. 2020. V. 340. 105645.



СОСТАВ БАЗАЛЬНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ О. ВРАНГЕЛЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ДЕФОРМАЦИОННОЙ ИСТОРИИ РЕГИОНА

М.И. Тучкова, Т.В. Филимонова, Т.Н. Исакова, С.Д. Соколов,
В.Э. Загоскина-Белошей, А.С. Дубенский

Москва, Геологический институт РАН, tuchkova@ginras.ru

В палеозойских отложениях острова Врангеля широко распространены конгломераты, которые встречаются на разных стратиграфических уровнях. Были изучены базальные конгломераты Центральной тектонической зоны острова, относимые предшественниками к каменноугольным. Среди конгломератов выделено два типа, различающихся по строению разреза, составу слагающих компонентов и составу ассоциирующих пород.

В сложнопостроенных конгломератах первого типа доминируют обломки метаморфических сланцев и вулканитов основного состава. В конгломератах второго типа отмечены окатанные обломки кварца, известняков и фаунистические остатки. При этом состав конгломератов второго типа аналогичен внутрiformационным конгломератам из разрезов Северной тектонической зоны, возраст которых по фаунистическим остаткам достоверно установлен как гваделупско-лопинский (средне- и позднепермский). Микро- и макрофауна из известняков, перекрывающих конгломераты первого и второго типа, является одним из подтверждений разновозрастности конгломератов. Конгломераты первого типа формировались в самом начале среднего карбона, о чем свидетельствует фауна башкирского, московского и касимовского веков в лежащих выше конгломератов известняках разрезов рек Неизвестная и Красный Флаг. Конгломераты второго типа формировались позднее, доказательством чего служит найденная авторами средневерхнепермская фауна фораминифер.

Отмечается также различие в составе популяций цирконов, при этом распределение популяций обломочных цирконов в породах, ассоциирующих с конгломератами второго типа, весьма похоже на распределение возрастов в пермских песчаниках Северной тектонической зоны.

Появление базальных конгломератов в начале башкирского века и в средне- и позднепермское время свидетельствует о тектонических движениях в Центральной зоне острова Врангеля, приведших к локальным перестройкам и выведению на поверхность более древних образований. В среднекаменноугольное время размывались неопротерозойские вулканиты основного состава, метаморфические сланцы, граниты, кремнистые породы и кварциты, которые были выведены на поверхность в результате структурной перестройки в турнейско-визейское время и сформировали внутришельфовое поднятие в современной Центральной зоне острова. В средне- и позднепермское время в поднятие были вовлечены карбонатные комплексы силура, нижнего карбона и, вероятно, нижней перми, которые могли формировать островную цепь на шельфе. Формирование двух типов базальных конгломератов было разделено этапом тектонического спокойствия, сопровождавшегося постепенным выполаживанием рельефа и активным химическим выветриванием пород питающей провинции, о чем свидетельствует отсутствие полевых шпатов в конгломератах второго типа и характерный цемент кварцитовидных песчаников, лежащих над конгломератами первого типа.

Два стратиграфических интервала формирования конгломератов прослеживаются и на территории Арктической Канады, что свидетельствует о более тесных связях геологических структур острова Врангеля и Свердрупского бассейна в позднепалеозойское время.

Работа выполнена при поддержке РФФ, грант № 23-27-00314, на оборудовании ГИН РАН.



ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ – РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ РУДНОГО АЛТАЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРОЦЕССОВ НА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА

С.В. Хромых, П.Д. Котлер, Д.В. Семенова, Е.А. Ильичева, А.В. Куликова

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

Территория Рудного Алтая располагается в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геологическая структура сформировалась в течение среднего и позднего палеозоя в результате процессов, происходящих на окраине Сибирского континента во взаимодействии с литосферой Обь-Зайсанского океанического бассейна [1, 2]. С раннего девона эта территория развивалась как активная континентальная окраина, геодинамический режим был обусловлен субдукцией литосферы Обь-Зайсанского океана под окраину Сибирского континента [3].

Начиная со среднего и в позднем девоне характер распределения вулканизма и его состав изменяются и приобретают характеристики рифтогенного вулканизма или вулканизма задуговых бассейнов [4]. Интрузивный магматизм среднего – позднего девона на территории Рудного Алтая и западных районов Горного Алтая представлен габбро-гранитоидными и лейкогранитными интрузиями, имеющими характеристики I- и S-типа. Резкая смена характера осадконакопления и специфика магматизма свидетельствуют о том, что на рубеже среднего и позднего девона произошла смена режима активной континентальной окраины с субдукционного на трансформный. Франский магматизм с широким развитием пород А-типа маркирует момент перестройки тектонического режима (отрыв слэба и образование slab window) [3].

Несмотря на достаточно хорошую изученность Горного Алтая и российской части Рудного Алтая, значительная часть территории, расположенная в Восточном Казахстане, до сих пор остается «белым пятном», что не позволяет рассмотреть полностью геодинамические процессы, происходившие в среднем – позднем палеозое на окраине Сибирского палеоконтинента. Для этого нами было начато исследование интрузивного магматизма в казахстанской части Рудного Алтая.

Существующие до сих пор схемы корреляции магматизма, предложенные казахстанскими геологами, существенно отличаются от российских схем. Так, наиболее масштабный интрузивный комплекс, названный змеиногорским и включающий габбро-диорит-гранодиорит-гранитную серию, считается позднекаменноугольным – раннепермским. Второй по масштабам интрузивный комплекс представлен гранитами и лейкогранитами, его возраст оценивается как раннепермский и сопоставляется с гранитоидами Калбинского батолита в сопряженной Калба-Нарымской зоне.

Нами проведены исследования интрузий змеиногорского комплекса в нескольких местах казахстанской части Рудного Алтая. На севере полигона исследованы Межовский и Красномаралихинский массивы. Эти массивы сложены диорит-гранодиорит-гранитной серией пород, в Межовском массиве существенную долю занимают также лейкограниты. Геохронологические исследования выполнялись в ИГМ СО РАН методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-SF-ICP-MS) с использованием масс-спектрометра Thermo Fisher Scientific Element XR и эксимерной системы лазерной абляции 193нм Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies). Для пород Межовского массива получены три значения возраста: 359 ± 2 и 358 ± 2 млн лет для биотитовых лейкогранитов, 352 ± 2 млн лет для амфибол-биотитовых гранитов. Для пород Красномаралихинского массива получено значение возраста в 369 ± 2 млн лет для амфибол-биотитовых гранитов.

В южной части полигона исследованы Крестовский и Нижнечеремшанский массивы. Они сложены преимущественно амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гранодиоритами с подчиненной долей кварцевых диоритов. Для пород Крестовского массива получены два совпадающих значения возраста в 370 ± 2 млн лет по амфиболовым и биотит-амфиболовым гранодиоритам. Для

пород Нижнечеремшанского массива получены значения возраста в 362 ± 3 и в 359 ± 2 млн лет по амфиболовым гранодиоритам.

Полученные данные опровергают точку зрения казахстанских геологов о позднекаменноугольном возрасте интрузий змеиногорского комплекса в казахстанской части Рудного Алтая. Полученные нами оценки возраста укладываются в интервал 370–360 млн лет, что соответствует позднему девону (фаменский ярус) или (с учетом полученной даты в 352 ± 2 млн лет) началу каменноугольного периода. Таким образом, интрузивный магматизм казахстанской части Рудного Алтая является синхронным интрузивному магматизму в северо-западной (российской) части Рудного Алтая и в западной части Горного Алтая. Сопоставление с данными по вулканическим и осадочным формациям позволяет рассматривать этот магматизм в контексте развития активной континентальной окраины Сибирского континента в конце девонского периода. При этом какие-либо свидетельства субдукционных процессов на это время отсутствуют. Можно предполагать, что интрузивный магматизм в конце девона был инициирован трансформными обстановками, т.е. сдвигами вдоль окраины континента, сопровождавшимися разрывом сплошности погруженной ранее океанической литосферы (слэба) и возникновением синдвиговых астеносферных окон (slab window), по аналогии с моделью, предлагаемой для Восточного Сихотэ-Алиня [5].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00198, (<https://rscf.ru/project/24-27-00198/>).

- [1] Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А., Кейльман Г.А., Милеев В.С., Перфильева А.С. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. № 1. С. 44–59.
- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.Ш. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с. Т. 2. 334 с.
- [3] Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Руднев С.Н., Михеев Е.И. Девонский магматизм и геодинамика Горного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (17–20 октября 2023 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. Вып. 21. С. 144–145.
- [4] Куйбида М.Л., Яковлев В.А., Шелепов Я.Ю., Чугаев А.В., Викентьев В.И. Геодинамические условия образования бимодального вулканизма на девонской активной окраине Сибирского континента (Северо-Западный Рудный Алтай): геохимические характеристики, U-Pb возраст и обстановки формирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (17–20 октября 2023 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. Вып. 21. С. 153–154.
- [5] Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 947–961.



ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННО-ТУФОГЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕПЕГТЫМЕЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ ЧУКОТСКОГО ТЕРРЕЙНА

Н.В. Цуканов^{1,3}, Е.В. Ватрушкина¹, М.В. Лучицкая¹, К.Н. Мазуркевич²

¹ Москва, Геологический институт РАН, evatrushkina@mail.ru

² Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, knmazur@mail.ru

³ Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, nvts_ov@rambler.ru

Проведенные в последнее время исследования на северо-востоке Чукотки показали, что в образованиях, накапливавшихся в позднеюрско-раннемеловое время, отражается один из важнейших этапов развития этого региона [1–4, 6]. Позднеюрско-раннемеловые комплексы имеют преимущественно туфотерригенный состав и содержат вулканиты. На юго-восточной окраине Чукотского террейна, в верховьях р. Пегтымель, эти образования относятся к имлекинской толще, а возраст пород определяется по изотопному датированию и фауне [2–6]. Отложения имлекинской толщи с несогласием залегают на верхнетриасовых турбидитах и перекрываются вулканотуфогенными образованиями берложской толщи, альбскими угленосными терригенными отложениями ольховской свиты и континентальными вулканическими толщами ОЧВП (амгенская толща) [1–3, 5, 7].

В 2020 г. в ходе работ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по составлению карт 1:1000000 масштаба были проведены работы по изучению образований имлекинской толщи и соотношению ее с выше- и нижележащими комплексами. Были изучены фрагменты разрезов этой толщи в бассейне р. Пегтымель, по ручьям Пастбищный и Глухой. В районе проведения работ отложения имлекинской толщи с несогласием перекрываются ольховской толщей (альб) и кислыми туфами и риолитами амгенской толщи сеноманского возраста [1, 5].

По данным предшественников вулканиты в имлекинской толще встречаются редко и составляют незначительную часть разреза [1, 5]. Чаще всего это небольшие тела среди туфотерригенных отложений. В разрезах имлекинской толщи присутствует синхронный пирокластический материал, а в конгломератах – гальки вулканитов [2, 3]. Геохимические характеристики галек вулканитов свидетельствуют о том, что они формировались в пределах вулканического пояса или континентальной дуги [3]. По гальке андезита изотопным методом был установлен возраст в 147 млн лет [3]. Нами были изучены образцы долеритов, базальтов, андезитов и кислых туфов. Долериты, базальты и андезиты слагают отдельные тела мощностью до нескольких метров в поле развития туфотерригенных пород.

На диаграмме TAS точки вулканитов, относимых к имлекинской толще, группируются в области пород нормального ряда. На вариационных диаграммах точки вулканитов имлекинской толщи образуют единый непрерывный тренд с обычными для вулканических серий корреляциями. С ростом содержаний кремнезема уменьшаются концентрации основных петрогенных элементов TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO . При этом растет содержание K_2O и практически не меняется содержание фосфора. По этим показателям они сходны с вулканитами ОЧВП [7]. В кислых породах (>65) доля Al_2O_3 убывает, а в базальтах и андезитах меняется незначительно. Содержание TiO_2 в основных породах колеблется от 1.34 до 1.79 вес. % при низких содержаниях K_2O , а в андезите 1.04 вес. %. В кремнекислых породах этот показатель варьируется в пределах 0.39–0.50 вес. % при K_2O 3.77–3.80 вес. %. На диаграмме $SiO_2 - FeO_{общ.}/MgO$ фигуративные точки вулканитов располагаются в полях как толеитовой, так и известково-щелочной серий.

В основных и средних вулканитах наблюдаемые соотношения и концентрации элементов примесей показывают признаки субдукционной обстановки. Отмечаются Nb и Ta минимумы, повышенные отношения LILE/REE (Ba/La интервал 11.10–43.95, преимущественно в основных породах 11.75–43.95 и 11.10–25.21 – в средних) при 10.2 в хондрите и LILE/HFSE Ba/Nb (70–124) при 9.8 в хондрите, отчетливые минимумы Ta Nb. (La/Yb)_n отношения больше единицы (1.24–1.32) в основных породах, >2 в андезите и >5 в кислых разностях.

Величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ в породах изменяются от деплетированных значений (+7.19...+6.8) при концентрациях $\text{SiO}_2=42-48$ мас. % и $\text{MgO}=4.5-6.0$ мас. % в долеритах и базальтах до +2.01 в андезитах и отрицательных (-1.08; -0.91) при $\text{SiO}_2=67.93-81.30$ мас. % в кремнекислых породах. Предполагается, что это может быть связано с тем, что магматические мантийные расплавы, сформировавшие эти породы, были контаминированы сиалическим материалом.

Долериты характеризуются положительными значениями ϵNd и низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7039–0.7040), что, в целом, позволяет говорить о деплетированном характере глубинных источников для их формирования. Вместе с тем высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для андезитов (0.706428) при $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.4124) и кислых туфов (0.708448, 0.708643) $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (1.3856, 1.4880) указывают на то, что в образовании магм участвовали различные по составу компоненты. Так, изученные породы располагаются вдоль тренда смешения обогащенного источника типа ЕМІІ и мантийным компонентом ЕМІ.

Для кремнекислых пород характер распределения редких элементов сходен с основными и средними породами. Наблюдаются те же признаки сходства с субдукционной обстановкой (Nb и Ta минимумы, повышенные отношения LILE\REE). Распределение содержаний элементов близко к таковому для усредненной континентальной коры. Различия наблюдаются в уровне концентраций элементов, они значительно ниже в базитах и на порядок в целом выше в кремнекислых породах, а также в минимумах Sr и Eu в кремнекислых разностях и слабоположительных значениях в основных разностях.

Nb/Ta отношения ниже хондритовых в примитивной мантии и N-MORB (7.28–15.43 при 17.6), а Zr/Hf отношения близки к таковым (35–39 при Zr/Hf=36–37). В обстановке активной континентальной окраины вариации Nb/Ta могли быть связаны с особенностями мантийного источника, взаимодействовавшего как с коровым материалом, так и с субдукционным компонентом, в составе которого в различных пропорциях присутствуют водный флюид и расплав.

На дискриминантной геодинамической диаграмме [8] практически все изученные породы попадают в поле границы скольжения литосферных плит (трансформных окраин континентов и островных дуг).

Сравнение андезитов и кремнекислых изученных пород, отобранных при полевых исследованиях, с данными из работ [7] и имеющих возраст в 140–150 млн лет, показывает, что они близки по своему составу и могут быть отнесены к этому возрастному интервалу. Можно предположить, что они накапливались в сходных геодинамических условиях. Долериты и базальты ранее не описывались в поле развития имлекинской толщи; возможно, они отвечают другому этапу развития этого региона. Для более полного ответа на этот вопрос требуются дополнительные исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ грант № 24-27-00352.

- [1] Варламова В.А., Вяткин Б.В., Малышева Г.М. Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского автономного округа (мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000): Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту. Анадырь: ФГУГП Георегион, 2004. 331 с.
- [2] Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И. Обстановка осадконакопления и состав источников сноса верхнеюрско-нижнемеловых отложений Верхне-Пегтымельской впадины, Чукотский террейн // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37, № 4. С. 87–107.
- [3] Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д. Позднеюрский – раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна (Арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.
- [4] Паракецов К.В. Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений северо-востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
- [5] Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою северо-востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
- [6] Тибилев И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
- [7] Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм северо-востока Азии и вопросы генезиса крупнейшей их фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
- [8] Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // International Geology Review. 2021. V. 63, № 5. P. 601–629.



НИЖНЯЯ КОРА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (данные по ксенолитам из кайнозойских щелочных базальтов)

А.А. Цыганков¹, Г.Н. Бурмакина¹, И.В. Ащепков², Н.Д. Гуслияков¹

¹ Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, tsygan@ginst.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Согласно современным представлениям формирование крупных гранитоидных провинций так или иначе связано с мантийным мафическим магматизмом, являющимся проявлением плюмовой активности [1], деламинации коры орогена [2], постколлизийного растяжения [3], либо каких-то иных геологических процессов. Ключевыми доказательствами парагенетической связи мафического и гранитоидного магматизма являются гигантские масштабы гранитоидных провинций, требующие для своего образования значительного привноса тепла и флюидов в область магмообразования (нижняя, возможно, средняя кора); пространственно-временная сопряженность мафических проявлений и гранитоидов; изотопно-геохимические характеристики последних [4].

Целью исследования является поиск и изучение нижнекоровых мафических образований (мафических гранулитов), гипотетически представляющих базальтовые магмы, внедрение которых приводило к плавлению коровых протолитов и образованию гранитоидов. Очевидно, что такие мафические гранулиты должны соответствовать *PT*-условиям нижней/средней коры; иметь изотопный возраст, близкий ко времени формирования гранитоидной провинции, геохимическое сходство с мафическими породами, непосредственно ассоциирующими с гранитоидами, и наоборот – отличаться от транспортирующих их на поверхность базальтов.

Исследования проводились в Западном Забайкалье, где кайнозойские щелочные базальты, содержащие мантийные и коровые ксенолиты, залегают непосредственно на позднепалеозойских (карбон – пермь) гранитоидах одного из крупнейших в мире Ангаро-Витимского батолита (АВБ).

В настоящем сообщении приводятся первые результаты минералогического, петрологохимического и отчасти геохронологического изучения коровых ксенолитов из кайнозойских щелочных базальтов Витимского лавового плато, расположенного в центральной части АВБ, Бартойской группы вулканов [5] (Южный Хамар-Дабан) и вулканических образований восточного фланга Тункинской рифтовой впадины. Последние два района представляют периферию АВБ.

Коровые ксенолиты встречаются практически во всех местонахождениях мантийных нодул, существенно (на порядок) уступая последним в количественном соотношении. В отличие от мантийных ксенолитов коровые имеют значительно меньшие размеры, обычно не превышающие первых сантиметров в поперечнике. Исключение составляют ксенолиты верхнекоровых гранитоидов, которые могут иметь значительные (по меркам ксенолитов) размеры. По минералогическому и химическому составу коровые ксенолиты можно разделить на две большие группы: 1) мафические образования (SiO_2 от ≈ 45 до 55 мас. %); 2) сиениты, граниты, кислые гранулиты, содержащие 60 и более мас. % SiO_2 . Следует отметить, что коровые ксенолиты обычно обнаруживают следы взаимодействия с транспортирующим расплавом, что в определенной степени искажает их исходный состав.

Мафические ксенолиты представлены породами довольно широкого спектра петрографических разновидностей – от двупироксеновых гранулитов до *Amph-Bt* габбро, монцо-габбро и кварцевых гранулитов. Сквозными минералами в их составе являются клинопироксен (диопсид, авгит) и плагиоклаз. Почти всегда присутствует калиевый полевой шпат, реже кварц. В подчиненном количестве отмечается оливин и ортопироксен (клиноэнстатит, пижонит). Морфологические особенности оливина позволяют предполагать его реакционное происхождение. Также в подчиненном количестве встречаются амфибол и биотит. Один ксенолит представлен скаполитовым габбро. Наиболее распространенные аксессуарные минералы мафических ксенолитов – магнетит, титаномагнетит, апатит, титанит, часто отмечается циркон, изредка бадделлит и торит

(включения в цирконе). Кроме того, отмечены пока не диагностированные редкоземельные фазы. Среди вторичных минералов наиболее распространены эпидот, хлорит, отмечается гётит.

Ксенолиты кислого состава – кварцевые гранулиты, сиениты, граниты – сложены кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, амфиболом и биотитом. Довольно часто в их составе отмечается клинопироксен. Акцессорные минералы те же, что и в мафических ксенолитах. Иногда встречается монацит, перовскит, рутил. Один из ксенолитов представлен щелочным гранитом (щелочные темноцветные минералы).

В некоторых ксенолитах как основного, так и кислого состава обнаруживаются следы плавления в виде высококалиевых риолитовых стекол.

Породообразующие минералы ксенолитов характеризуются широкими вариациями состава даже в пределах одного образца. Кроме того, выявляются существенные различия в составе одноименных минералов разных местонахождений. Можно рассмотреть эти особенности на примере наиболее информативного сквозного минерала – клинопироксена. Так, клинопироксены из ксенолитов разных вулканов Витимского лавового плато характеризуются индивидуальными особенностями состава, отличаясь содержанием ферросилитового компонента, TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O .

Сопоставление с составом пироксенов из кайнозойских базальтов (основная масса, фенокристы, ксенокристы) показывает, что имеют место два главных тренда эволюции состава клинопироксена: первый характеризуется резким возрастанием содержания TiO_2 , Al_2O_3 в меньшей мере Na_2O при сравнительно небольшом увеличении железистости (Fs компонента). Второй тренд, наоборот, выражается в увеличении железистости при варьирующемся, но примерно одинаковом содержании перечисленных выше оксидов. На примере вмещающих базальтов видно, что первый тренд, скорее всего, связан с последовательностью кристаллизации, поскольку краевые части фенокристов имеют тот же состав, что и пироксен основной массы, тогда как центральные части более магниальные и содержат меньше алюминия. Второй тренд, возможно, определяется составом базальтовых расплавов, из которых кристаллизуются пироксены. Состав ксенокристов и пироксенов ксенолитов, вероятно, отражает PT -условия их образования, а также их изменение при транспортировке к поверхности в сочетании с реакционным взаимодействием с транспортирующим расплавом.

В контексте данного исследования важно отметить, что клинопироксен из ксенолитов, в первую очередь, мафических, заметно отличается от пироксенов базальтов (фенокристов, ксенокристов, основной массы). Из этого можно предположить, что эти ксенолиты, по крайней мере часть из них, не комплементарны кайнозойским базальтам и, возможно, сформировались на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья.

Расчеты равновесных PT -условий, выполненные с использованием разных минеральных термометров и барометров, указывают на нижнекоровые и верхнемантийные условия образования ксенолитов. При этом достаточно четко выделяются ксенокристы с давлением, достигающим 30 кбар, и пироксены основной массы, кристаллизующиеся при коровых PT -параметрах.

Отдельного внимания заслуживают риолитовые стекла (предположительно), обнаруженные в некоторых ксенолитах. Если это действительно стекло, то фактически имеет место природная модель плавления нижней коры с образованием салических расплавов повышенной и высокой калиевой щелочности. Скорее всего, это плавление имело место во время кайнозойского вулканизма, поскольку стекло могло сохраниться только при быстрой транспортировке ксенолитов к поверхности. Однако независимо от их возраста эти находки подтверждают модель нижнекорового плавления под воздействием базальтовых магм.

Опубликованные в работах [5, 6] и полученные нами первые изотопно-геохронологические данные по циркону из ксенолитов и базальтов фиксируют позднепалеозойское мантийное магматическое событие, охватившее обширную территорию от Витимского плато до Южного Хамар-Дабана. Эти данные позволяют предположить, что «литологическая» структура нижней коры и верхней мантии под АВБ в основном сформировалась в позднем палеозое в период становления Ангаро-Витимского батолита и сопутствующего (иницирующего) мафического магматизма и в последующем, во время мезозойского рифтогенеза и кайнозойского рассеянного вулканизма, связанного с Байкальским рифтом, была лишь частично модифицирована.

Таким образом, в результате проведенных исследований детально охарактеризован минералогический, в меньшей мере петролого-геохимический состав коровых ксенолитов из разных вулканов и разных районов ареала кайнозойского вулканизма Байкальской рифтовой зоны. Установлена минералогическая гетерогенность ксенолитов, причины которой требуют дополнитель-

ного изучения. Получены первые геохронологические данные, указывающие на наличие коровых ксенолитов (цирконов) позднепалеозойского возраста. В совокупности полученные результаты поддерживают представления об участии мантийных мафических магм в формировании позднепалеозойской гранитоидной провинции Забайкалья, известной как Ангаро-Витимский гранитоидный батолит.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 23-17-00030.

- [1] Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // *Петрология*. 1997. Т. 5, № 5. С. 451–466.
- [2] Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // *Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГТГН РАН, 2000–2001 гг.* / Ред. Д.В. Рундквист М.: ГЕОС, 2003. С. 185–199.
- [3] Litvinovsky V.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 845–874.
- [4] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.-М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- [5] Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансензия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Гео, 2018, 384 с.
- [6] Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И. U-Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье) // *Записки РМО*. 2008. Т. 137, № 3. С. 1–22.



КАЙНОЗОЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА ДАЧИ (ДАРИГАНГА-ЧИФЭН): ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ ПЕРЕХОД ИСТОЧНИКОВ ВУЛКАНИЗМА ОТ ПРОТОЛИТОВ СЕВЕРО-КИТАЙСКОГО КРАТОНА К ПРОТОЛИТАМ ГЛУБОКОЙ МАНТИИ

И.С. Чувашова^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, Е.В. Саранина^{1,3}

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, chuvashova190684@mail.ru

² Иркутск, Иркутский государственный университет

³ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Азия формировалась в течение всей геологической истории Земли и имеет сложное блоковое геологическое строение. В настоящей работе рассмотрена пространственная смена протолитов источников вулканических пород в цепочке позднекайнозойских вулканических полей Дариганга, Абага, Дайлинон и Чифэн, образующих зону Дариганга-Чифэн (Дачи), протягивающуюся более чем на 500 км. В работе [1] были выявлены существенные изменения протолитов источников вулканических пород полей Дариганга, Абага и Дайлинон в ходе эволюции вулканизма северной и центральной части зоны.

Китайскими геологами территория, сопредельная с северным краем Северо-Китайского кратона, определяется как зона коллизии и амальгамации – Тянь-Шань-Южно-Хинганлинский позднепалеозойский коллизионный пояс, который пересекает зона Дачи [2]. Северная часть зоны входит в пределы Алтай-Джунгар-Ергунского раннепалеозойского коллизионного пояса. Центральной части зоны Дачи соответствует обособленный блок Туотуошан-Силинхот (Абагнар). Южная часть контролируется молодым (позднепалеозойским) Тянь-Шань-Южно-Хинганлинским коллизионным поясом и проявляется между блоком Туотуошан-Силинхот и краем Северо-Китайского кратона. Вулканизм поля Дариганга северной части зоны Дачи развивается в пределах более древнего коллизионного пояса. Эволюция вулканизма рассматриваемой зоны едина – от границы Северо-Китайского кратона около 24 млн лет назад с распространением к северу, через субширотную Солонкерскую шовную зону Палеоазиатского океана, закрывшегося в позднем палеозое, в палеозойский блок Синъань.

Малоглубинная сейсмическая томография S-волн коры и подкоровой мантии показывает высокоскоростные локальные аномалии, протягивающиеся вдоль зоны Дачи на глубине 80–100 км. На глубине 150 км в южной части вулканической зоны определяется относительное снижение скоростей сейсмических волн [3]. Полученные данные о Pb-Nd-изотопных компонентах вулканических пород свидетельствуют, однако, о более глубоких процессах магмогенерации, отражающихся в низкоскоростных аномалиях интервала глубин 200–300 км модели сейсмической томографии Т.Б. Яновской и В.М. Кожевникова [1]. Более того, изменение изотопных характеристик Pb в вулканических породах вдоль зоны Дачи отражает зарождение и проникновение магматических расплавов с разных мантийных уровней, в том числе с уровня нижней мантии.

На диаграммах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ компоненты остаточного слэба выделяются в возрастной генерации лав 10–5 млн лет поля Дариганга – возраст протолита источника около 3.11 млрд лет [4]. ОИВ-подобные компоненты различаются здесь же в возрастной генерации лав 5–3 млн лет – возраст протолита источника 4.45 млрд лет. Компонент с протомантийным возрастом 4.47 млрд лет представляет собой протолит, из которого выделялись флюиды с образованием более молодых (четвертичных) даригангских лав. Часть фигуративных точек вулканических продуктов дегазирующей мантии смещается от геохроны 4.47 млрд лет с возрастанием и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Фигуративные точки оказываются правее геохроны 4.45 млрд лет и характеризуют экзотические источники. В целом, источники вулканических пород Дариганги характеризуются протолитами гадейского магматического океана возрастного интервала 4.47–4.45 млрд лет и протолитами, генерировавшимися в результате преобразования мантии около 3.11 млрд лет назад (не менее трех типов).

Фигуративные точки вулканических пород поля Абага на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ распределяются равномерно в полосе, осевая линия которой имеет наклон, соответствующий геохроне 4.44 млрд лет. Часть точек выходит за пределы полосы с относительным снижением отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Эти аномальные точки аппроксимируются линией с наклоном, соответствующим возрасту 2.23 млрд лет. Фигуративные точки вулканических пород поля Дайлинора в основном распределяются вдоль геохроны 4.44 млрд лет и частично смещаются от нее влево. Несмотря на разный возраст вулканических пород Абаги и Дайлинора, они принадлежат к единому протомантийному источнику с возрастом 4.44 млрд лет.

В вулканических породах поля Чифэн характер вариаций изотопного состава Pb на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ резко меняется. Фигуративные точки пород возрастного интервала 17–6 млн лет, включая точки возрастной генерации 10–8 млн лет, равномерно распределяются вдоль единой протяженной полосы с центральной аппроксимирующей линией, наклон которой соответствует возрасту 2.23 млрд лет. Оценка возраста мантийных источников Чифэна – 2.23 млрд лет – близка к возрасту аккрецированной коры северного края Северо-Китайского кратона – 2.6–2.5 млрд лет.

Существенное Pb-изотопное различие источников вулканических пород поля Чифэн, с одной стороны, и источников вулканических пород трех других полей – с другой подтверждается диаграммой $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Протомантийные источники пород Дариганги возрастом 4.45 и 4.47 млрд лет и Абаги, Дайлинора возрастом 4.44 млрд лет дают обедненную изотопную характеристику Nd (эпсилон Nd около +7). Фигуративные точки пород Абаги и Дайлинора рассеиваются относительно компонента протомантии 4.44 млрд лет с возрастанием отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и снижением отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (эпсилон Nd). Такое смещение соответствует внекратонному обогащению легкими РЗЭ (включая обогащение Nd относительно Sm) и возрастанию μ . Противоположную направленность смещения дают точки пород самого молодого вулкана Дзотол Дариганги, что соответствует внекратонному обеднению протолита легкими РЗЭ и снижению μ . Вулканические породы поля Чифэн показывают снижение отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (эпсилон Nd), которое соответствует кратонному тренду в источнике с его обогащением легкими РЗЭ (включая обогащение Nd относительно Sm) и снижением μ . Схождение трех лучей в одной точке может означать общий компонент, однако это предположение нуждается в подтверждении дополнительными данными.

В источниках вулканических пород зоны Дачи южной части (поле Чифэн) определен компонент мантии кратонного кия, сгенерированный около 2.23 млрд лет назад материалом протомантии возрастом 4.47 млрд лет. В источниках вулканических пород ее северной части (поле Дариганга), под блоком Синьань, обозначен материал протомантии, характеризующейся геохронами 4.47 и 4.45 млрд лет, и компоненты мантии, эволюционированной около 3.11 млрд лет назад, включая протолит остаточного слэба. Для источников вулканических пород центральной части зоны (поля Абага и Дайлинора) получены оценки протолита, соответствующие геохроне 4.44 млрд лет гадейского магматического океана Земли с незначительным участием материала кратонного кия.

- [1] Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Корневые структуры Даригангского и Витимского вулканических полей Японско-Байкальского геодинамического коридора: Соотношения источников позднекайнозойских магматических расплавов и современных локальных низкоскоростных аномалий в верхней мантии // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 2. С. 16–78. doi:10.26-516/2541-9641.2024.2.16.
- [2] Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Эволюция кайнозойского вулканизма и его источники в зоне Дариганга-Чифэн (Дачи): вовлечение в тектоническую активизацию кия Северо-Китайского кратона и глубокой мантии под сопредельными геологическими структурами // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 2. С. 79–104. doi:10.26516/2541-9641.2024.2.79.
- [3] Hou J., Wu Q., Yu D., Ye Q., Zhang R. Study on surface-wave tomography in Abaga volcanic area, Inner Mongolia // *Frontiers in Earth Sciences*. 2023. V. 11. 1131393. doi:10.3389/feart.2023.1131393.
- [4] Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnigina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // *Geosystems and Geoenvironment*. 2024. 100295. doi:10.1016/j.geogeo.2024.100295.



ПРОВЕНАНС-СИГНАЛ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В АЛЛЮВИИ ДАХОВСКОЙ ВПАДИНЫ (Р. БЕЛАЯ)

Е.А. Шалаева¹, Н.Б. Кузнецов¹, С.Ю. Колодяжный¹, Е.И. Махиня¹, А.А. Большухин¹,
Г.Е. Парфенов², В.И. Овсянников², К.И. Данцова,² Т.В. Романюк³

¹ Москва, Геологический институт РАН

² Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

³ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

В горной части северного макросклона западного сегмента Большого Кавказа (БК) долина реки р. Белой выражена или в виде узких глубоких ущелий (Хаджожская теснина, Гранитное ущелье и др.), или в виде широких «впадин» (Гузерибльской, Хамышкинской, Даховской (ДВ) и др.). Участки долины р. Белой, выраженные в виде ущелий, очевидно, испытывают тектоническое воздымание. Долина реки на этих участках имеет антецедентный характер.

ДВ имеет размер 4.0×8.5 км и вытянута с ЮЮЗ на ССВ. Дно впадины несколько наклонено на юго-восток, в результате чего русло, слабо меандрируя, на большем протяжении впадины прижато к ее ЮВ борту. Террасы р. Белой в ДВ аккумулятивные или цокольные. Породы цоколя представлены ниже- и среднеюрскими алевро-аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников, мергелей и известняков. Высота цоколя на севере впадины до 20 м, а на юге – до 5–7 м. Мощность аллювия до 10 м и более. Аллювиальный чехол покрывает почти все дно впадины.

В ДВ аллювиальные террасы (равно как и цокольные) развиты фрагментарно и в основном имеют миндалевидную форму. Фрагментарность развития террас можно связать с неравномерностью тектонических движений, т.е. с неравномерным воздыманием и погружением, а скорее с дифференцированным воздыманием отдельных участков орогена, через которые проходит долина р. Белой. Формирование аллювиальных террас или накопление аллювиального чехла цокольных террас происходит посредством двух механизмов: (1) последовательного наращивания валунно-галечной отмостки и (2) аккумуляции валунно-галечного материала в виде осередка с постепенным его наращиванием и причленением к берегу (в т.ч. к уже существующей террасе). Аллювиальные террасы и аллювиальный чехол цокольных террас в ДВ сложены преимущественно валунным и крупногалечным материалом. Песчаная фракция не образует отдельных горизонтов в структуре террас и лишь заполняет пространство внутри валунно-галечных образований. На дне долины в ДВ развиты пойменные фации аллювия, представленные песчаным материалом, образующим выдержанные «горизонты».

Состав аллювия в ДВ отражает состав коренных горных пород, слагающих борта и днище долины р. Белой и ее верхних притоков. Это же, очевидно, справедливо и для зерен детритового циркона (*dZr*). Зерна *dZr* в аллювии р. Белой происходят из первичных источников – кристаллических комплексов (магматитов и метаморфитов), участвующих в строении более верхних участков ее долины. Кроме того, зерна *dZr* в аллювий р. Белой могли попасть в виде продуктов рециклинга, образованных при разрушении обломочных пород, распространенных в более верхних участках ее долины. При этом возрастной набор зерен *dZr* интегрально должен отражать состав и возраст вещественных комплексов «питающей провинции». А в нашем конкретном случае – возрастной набор зерен *dZr* из аллювия р. Белая ДВ будет отражать состав и возраст вещественных комплексов тех частей новейшего орогена БК, которые расположены в более верхней, по отношению к ДВ, части ее долины и истоков.

Для получения этой интегральной характеристики на дне долины р. Белой в ДВ из песчаного материала пойменной фации аллювия в точке с координатами 44°14'15.73" с.ш., 40°11'36.86" в.д. отобрана проба K22-032 начальным весом ~1 кг. Из нее по стандартной методике в ГИН РАН были выделены зерна *dZr*.

Имплантированные в эпоксидный диск зерна *dZr* изучены с помощью оптического микроскопа и размечены для U-Th-Pb-изотопных анализов (LA-ISP-MS), проведенных в ЦКП ЛХАИ

ГИН РАН по методике [1]. Аппаратура, технология измерений, рабочие параметры, методические приемы и константы, используемые для обработки аналитических данных, описаны в [1]. Для построения диаграммы с конкордией, гистограмм и кривых плотности вероятности использован модуль Isoplot/Ex для MS-Excel и web-приложение «IsoplotR/Ex». Калибровка измерений проведена по внешнему стандарту GJ-1. Качество анализов неизвестных dZr оценено в сравнении с цирконом 91500 и Plesovice. Для GJ-1, 91500 и Plesovice получены средневзвешенные возрасты, в пределах ошибки измерения соответствующие аттестованным. Для коррекции на Pb^{com} использовано ПО «ComPbCorr» Т. Андерсена.

Для характеристики дискордантности анализов использованы величины D1 и D2, рассчитанные, как в [1]. Для построения диаграмм использованы результаты анализов, удовлетворяющие трем условиям: (1) $-5\% < D1$ и $D2 < 10\%$, (2) датировки с аналитической ошибкой < 50 млн лет и (3) поправка на $Pb^{com} < 20$ млн лет. Датировки < 1 и > 1 млрд лет, рассчитаны по величинам $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{206}Pb/^{238}U$ соответственно.

В препарате, изготовленном из пробы K22-032, подходящими для анализа оказались только 94 зерна. В остальных зернах нет подходящих по размеру участков циркона без включений, трещин, метамиктных зон и других дефектов. Используя подход, описанный в [1], мы получили 173 датировки (рис. 1, левые диаграммы; рис. 2, верхние диаграммы). Самая молодая и древняя датировка – 151 ± 2 и 1891 ± 25 млн лет.

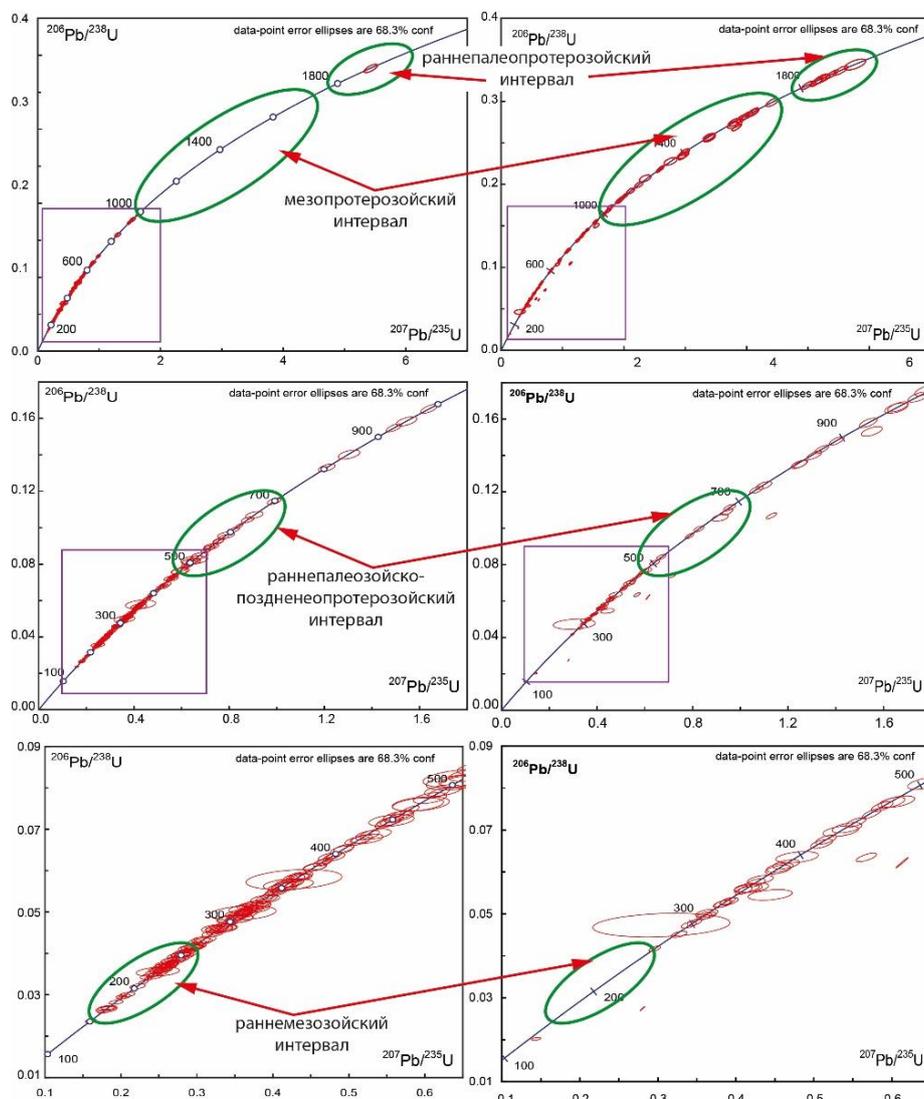


Рис. 1. Диаграммы с конкордией для зерен dZr : правый ряд – из пробы K22-032 (аллювий р. Белой, ДВ, БК), левый ряд – из хвалынских песков р. Маныч. Силеневыми прямоугольниками показаны положения фрагментов более детальных диаграмм с конкордией. Зелеными овалами показаны соответствующие части диаграмм с конкордией с наиболее яркими различиями.

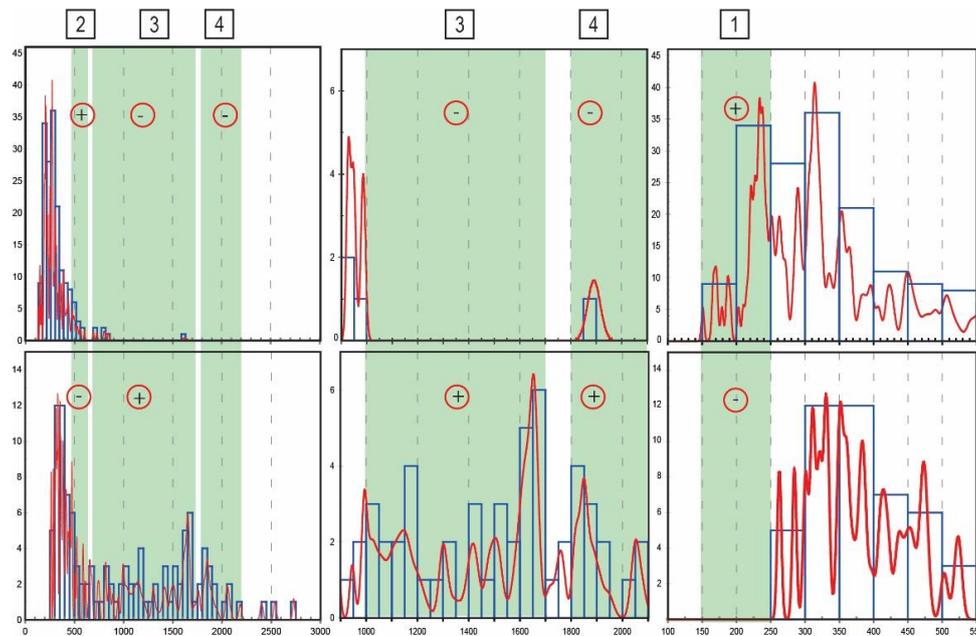


Рис. 2. Гистограммы и кривые плотности вероятности для зерен dZr : верхний ряд – из пробы K22-032 (аллювий р. Белой, ДВ, БК), нижний ряд – из хвалынских песков борта р. Маныч. В квадратах – компоненты: 1 – раннемезозойская, 2 – раннепалеозойская, 3 – мезопротерозойская, 4 – раннепалеопротерозойская. В красных кружках: + наличие компоненты, – отсутствие компоненты.

Ранее на основе анализа существующих в литературе данных были сформулированы представления о «южном» (кавказском) и «северном» (восточно-европейском) провенанс-сигналах [2]. Представления о «южном» провенанс-сигнале основаны на сведениях о возрасте комплексов БК, а представления о «северном» наборе – на сведениях о возрасте кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы и ее периферии, включая Скифскую плиту.

Полученные датировки зерен dZr из пробы K22-032 – это первый возрастной набор, полученный по пробе из аллювия современной реки, дренирующей ороген БК. Это референтный набор возрастов dZr , характеризующий ороген БК, или, другими словами, – провенанс-сигнал БК. Ранее мы получили распределение возрастов dZr из хвалынских песков восточной части северного борта р. Маныч, которое характеризует «северный» (восточно-европейский) провенанс-сигнал.

Прямое сравнение «южного» (см. рис. 1, левый ряд диаграмм; рис. 2, верхний ряд диаграмм) и «северного» (см. рис. 1, правый ряд диаграмм; рис. 2, нижний ряд диаграмм) провенанс-сигналов выявило их следующие яркие различия: (1) наличие в «южном» и отсутствие в «северном» провенанс-сигнале раннемезозойской компоненты; (2) наличие в «южном» и почти полное отсутствие в «северном» провенанс-сигнале раннепалеозойской и позднепротерозойской компоненты; (3) отсутствие в «южном» и присутствие в «северном» провенанс-сигнале мезопротерозойской и раннепалеопротерозойской компонент.

Исследование выполнено за счет финансирования РФФ, грант № 24-27-00252, <https://rscf.ru/project/24-27-00252/>.

[1] Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др. Природа Пучеж-Катунской 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.

[2] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др. Характеристика осадочных толщ Индо-Кубанского прогиба по результатам U-Pb датирования зерен детритового циркона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024. № 1. С. 4–15.



МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ АЙЛЛИКИТОВ ИЗ ТРУБКИ ЮЖНАЯ, ЗИМИНСКИЙ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС, В. САЯН

В.В. Шарыгин, А.Г. Дорошкевич

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

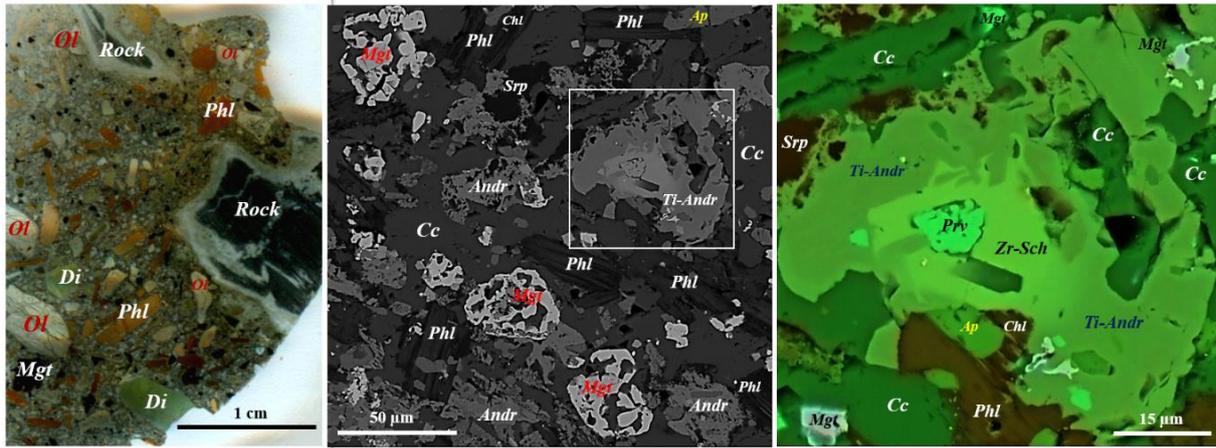
Небольшой ареал трубок взрыва и даек ультраосновных лампрофиров располагается вблизи щелочного массива Средняя Зима, Зиминский (Восточно-Саянский, Нижнесаянский) щелочно-карбонатитовый комплекс, В. Саян [3, 6–9]. Трубка Южная этого ареала содержит айлликиты с большим количеством макро- и фенокристов. По минеральному составу они напоминают айлликиты и другие щелочно-ультраосновные лампрофиры, которые присутствуют в виде жил, даек и трубок в пределах и вблизи интрузий Зиминского щелочного комплекса [1–6, 9, 10].

Макрокристы и фенокристы (размер – до 1 см) составляют до 50 об. % в изученном айлликите трубки Южная (рисунок). Они представлены оливином (ныне серпентин), флогопитом, диопсидом, Ti-магнетитом (TiO_2 – 10–14 мас. %), гастингситом, мелилитом (?), фторапатитом и магнезиохромитом. В породе иногда наблюдаются тесные срастания макрокристов диопсида и флогопита. Основная масса мелкозернистая и состоит из кальцита, флогопита, Ti-магнетита (TiO_2 – 4–9 мас. %), Ca-граната (андрадит-гроссуляр, Ti-андрадит, Zr-шорломит), серпентина (оливин ?), перовскита, фторапатита, титанита, хлорита, сульфидов (пирротин, пирит, пентландит, халькопирит, галенит, сфалерит) и Ba-Sr-минералов (цельзиан, барит, стронцианит) [7, 8]. В магнезиохромите были выявлены полифазные силикатно-карбонатные включения, содержащие обычные карбонаты (кальцит, доломит), натровые карбонат-фосфаты и карбонаты (брэдлит $Na_3Mg(PO_4)(CO_3)$, нортупит $Na_3Mg(CO_3)_2Cl$), силикаты (флогопит, андрадит, титанит, рихтерит $Na_2CaMg_5[Si_8O_{22}](OH,F)_2$, хлорит и др.), оксиды и фторапатит [8]. Полимнеральные включения были также обнаружены в диопсиде, Ti-магнетите и фторапатите. Циркон, бадделейт и Zr-титанит иногда присутствуют в виде полиминеральных включений в макрокристах диопсида.

В целом, для большинства макро- и фенокристов из айлликитов не характерна оптическая зональность. Она проявляется лишь в диопсиде, титаномагнетите (TiO_2 – до 14 мас. %) и магнезиохромите. Отдельные зоны в макрокристах Ti-магнетита (до 1 см) представлены разноразмерными микроструктурами распада магнетита и ульвошпинели/ильменита. Однако некоторые вкрапленники, диагностируемые изначально как Ti-магнетит со структурами распада, имеют более сложный состав и строение [7]. Их центральная часть представлена Ca-Fe-Ti-оксидной фазой (структуры распада), краевая часть – Ti-магнетитом (структуры распада), а самая внешняя зона и прожилки – это магнетит без структур распада. Для Ca-Fe-Ti-оксидной фазы минералами распада являются магнетит и перовскит, а для Ti-магнетита – магнетит и ильменит/ульвошпинель. Магнезиохромит окружен оторочкой Cr-магнетита и Ti-магнетита.

Ксеногенный материал айлликитов представлен фрагментами кварцсодержащих вмещающих пород (до 1 см), которые окружены реакционной оторочкой. Вторичные преобразования айлликитов выражаются в полном замещении оливина серпентином и в частичном замещении флогопита основной массы хлоритом, а также в появлении минералов групп эпидота, алланита и везувiana, Ba-минералов.

Для ключевых минералов айлликитов не выявлено существенных вариаций состава. Так, слюды разной генерации (макро-, фенокристы, основная масса) содержат 75–84 мол. % флогопитового минала ($KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$), реже – 51–63 мол. %. Наблюдаются вариации по TiO_2 (0.4–4.3 мас. %) и Cr_2O_3 (0.0–2.1 мас. %). Различия проявляются лишь по BaO: слюда основной массы более обогащена BaO (до 1.4 мас. %), чем макро-, фенокристы (0.0–0.6 мас. %). Диопсид содержит до 1.5 мас. % Na_2O , до 2.7 мас. % TiO_2 и до 10.6 мас. % Al_2O_3 , зональность отражает вариации по FeO. Магнезиохромит – $(Mg_{0.60-0.73}Fe^{2+}_{0.27-0.44}Mn_{0.01}Ni_{0.01})(Cr_{1.15-1.21}Al_{0.57-0.68}Fe^{3+}_{0.09-0.17}Ti_{0.01-0.05})O_4$. Состав магнетитов в породе эволюционирует от Ti-магнетита (макрофенокристы,



Общий вид айлликита и его основная масса, трубка Южная, Зиминский щелочно-карбонатитовый комплекс, проходящий свет и BSE фотографии.

Ol – оливин (ныне серпентин); Phl – флогопит; Di – диопсид; Mgt – Ti-магнетит; Cc – кальцит; Prv – перовскит; Zr-Sch – Zr-шорломит; Ti-Andr – Ti-андрадит; Chl – хлорит; Srp – серпентин; Rock – фрагменты вмещающих пород.

до 45 мол. % Fe_2TiO_4) до практически чистого магнетита (зерна основной массы и их краевые зоны, от 25 до 0 мол. % Fe_2TiO_4). Зональные Ca-Fe-Ti-оксидные вкрапленники имеют варьирующийся состав. Центральная часть в большинстве случаев близка к $\text{CaTiFe}_6\text{O}_{11}$ ($\text{CaTiO}_3 \cdot 2\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$), реже – к $\text{Ca}_2\text{Ti}_2\text{Fe}_9\text{O}_{18}$ ($2\text{CaTiO}_3 \cdot 3\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$). Ti-магнетит варьируется: по концентрации как ульвошпинелевого компонента (27–37 мол. %), так и других оксидов (Al_2O_3 – 2.4–5.7 мас. %, MgO – 1.1–1.7 мас. %, MnO – 2.5–3.1 мас. %, иногда ZnO – 0.3–0.5 мас. %). Поздний магнетит близок к идеальному $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ и содержит минимальное количество примесей (<1.0 мас. %) [7]. В пределах основной массы наиболее существенные вариации характерны для кальциевых гранатов. Они эволюционируют от Zr-шорломита (10–14 мас. % ZrO_2 , 9–10 мас. % TiO_2) к шорломиту-Ti-андрадиту и далее к андрадиту и гроссуляру.

Таким образом, минералого-петрографические исследования айллицитов трубки Южная показывают очень сложную историю их формирования. Большинство макрокристов в айлликитах, по-видимому, являются фрагментами родственных кумулятивных пород, образовавшихся в магматической камере. Из особенностей их эволюции следует отметить высокую вероятность появления протофазы Ca-Fe-Ti-O (ныне распад перовскит + магнетит) в составе сложных рудных вкрапленников. Это подразумевает кристаллизацию этой протофазы на ранних стадиях эволюции исходного айлликитового расплава. Однако условия ее стабильности и распада на магнетит и перовскит пока не ясны. Эта Ca-Fe-Ti-O-фаза (как и Ti-магнетит с >30 мас. % TiO_2), скорее всего, имеет эфемерную природу, поскольку при снижении температуры она становится нестабильной и неизбежно распадается на два фазы (перовскит и магнетит). Малое количество полученных данных пока не дает четко установить состав этой протофазы или, возможно, нескольких протофаз в системе перовскит-магнетит. На данный момент можно говорить лишь о двух составах по соотношению перовскит/магнетит: $\text{CaTiFe}_6\text{O}_{11}$ (0.5) и $\text{Ca}_2\text{Ti}_2\text{Fe}_9\text{O}_{18}$ (0.666).

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 23-17-00098, сканирующая микроскопия) и государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400312-2, № 122041400241-5, оптическая микроскопия, Рамановская спектроскопия).

- [1] Жмодик С.М., Ащепков И.В., Белянин Д.К., Айриянц Е.В., Киселева О.Н., Пономарчук В.А. Последовательность формирования айллицитов и кальцитовых карбонатитов массива Белая Зима (Восточная Сибирь, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 4. 0654.
- [2] Нугуманова Я.Н., Дорошкевич А.Г. Состав шпинелидов из позднепротерозойских ультраосновных лампрофиров Большетагнинского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присяянье) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 4. 0656.
- [3] Нугуманова Я.Н., Калугина А.Д., Старикова А.Е., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р. Минералы группы апатита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присяянье) // Литосфера. 2023. Т. 23, № 4. С. 589–602.

- [4] Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Данилов Б.С. Кимберлитоподобные породы Урикско-Ийского грабена, Восточное Присяянье: минеральный состав, геохимия и условия формирования // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 4. С. 678–696.
- [5] Савельева В.Б., Базарова Е.П., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Геохимические особенности дайковых айлликитов и щелочных пород Большетагнинского массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присяянье) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 2с. 0614.
- [6] Чернышова Е.А. Геохимия и петрология дайковых пород нижнесаянского карбонатитового комплекса // Геохимия. 1991. № 8. С. 1096–1110.
- [7] Шарыгин В.В. Строение и состав сложных Са-Fe-Ti-оксидных вкрапленников в карбонатитовом лампрофиге Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян // Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов: Материалы Международной научной конференции (11–15 сентября 2023 г.). Апатиты: ФИЦ КНЦ, 2023. С. 434–438.
- [8] Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г. Полифазные включения в магнезиохромите из карбонатитовых лампрофигов Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян // XIX Всероссийская конференция по термобарогеохимии, посвященная памяти И. Т. Бакуменко (10–13 октября 2022 г.). Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2022. С. 107–108.
- [9] Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N.S., Downes H. Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite massif: possible origin and relations with ore deposits // Minerals. 2020. V. 10. 404.
- [10] Nugumanova Y., Doroshkevich A., Starikova A., Garcia J. Composition of olivines and spinel group minerals in aillikites from the Bushkanay dike, South Siberian Craton: Insights into alkaline melt sources and evolution // Geosystems and Geoenvironment. 2023 (in press). doi:10.1016/j.geogeo.2023.100247.



ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО КРАСНОЦВЕТАМ КУМАХ-УЛАХСКОЙ СВИТЫ (РАННИЙ ЭДИАКАРИЙ, СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

А.В. Шацилло¹, И.В. Латышева², Д.В. Рудько¹, И.В. Федюкин¹

¹ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

² Москва, Геологический институт РАН

Палеомагнитные данные, указывающие на приэкваториальное положение некоторых неопротерозойских ледниковых отложений, послужили фактической основой для выдвижения гипотезы тотальных неопротерозойских оледенений Snowball Earth. Недавно аналогичные данные были получены по внутриледниковым карбонатам ледниковой ничатской свиты позднего криогения западного склона Алданского щита [1]. Вместе с тем палеомагнитные данные по ничатской свите вступили в противоречие с результатами седиментологических и изотопно-геохимических исследований, в соответствии с которыми внутриледниковые карбонаты интерпретировались как сезонные отложения (варвы), формирование которых возможно в средних и высоких широтах, а не на экваторе. Это противоречие было объяснено с позиций аномального поведения геомагнитного поля неопротерозоя, описываемого, по нашему мнению, преимущественно экваториальным диполем [2]. Интерпретация палеомагнитных данных в таком ключе не требует привлечения гипотезы тотального оледенения для объяснения низкоширотных оледенений. Кроме этого, особенности распределения палеомагнитных направлений в ничатской свите (преобладающий разброс по склонению) в соответствии с недавними результатами моделирования [3] также могут указывать на значительный вклад в геомагнитное поле экваториального диполя. Вне зависимости от конфигурации геомагнитного поля неопротерозоя заслуживающим внимания остается вопрос – связан ли выход планеты из состояния оледенения с изменением глобальной палеогеографии? В рамках настоящей работы были получены новые палеомагнитные данные по раннеэдиакарским красноцветным породам кумах-улахской свиты, залегающей на ничатской свите и представляющей постгляциальную последовательность «пост Марино». Эти данные позволяют пролить свет на обозначенный вопрос.

Изучена нижняя часть кумах-улахской свиты, обнажающаяся в левом борту долины ручья Мокрый Кумах-Улах ~ в 1 км выше устья. Разрез представлен толщей тонкослоистых красноцветных алевролитов мощностью 15–20 м, включающих редкие и маломощные карбонатные прослои. На изученном участке залегание толщи субгоризонтальное, разрез опробован с шагом 20 см – 1 м, мощность опробованного интервала около 12 м, отобрано 50 образцов. Кроме этого, в нижней части разреза опробовано 6 штуфов, охватывающих 1.2 м разреза (включая два пропуска по 35 см), для которых выполнено послойное изучение, всего изучено 184 образца. Все образцы прошли детальную температурную чистку.

Полученные результаты могут быть сведены к следующим основным положениям:

1. Красноцветные алевролиты нижней части кумах-улахской свиты содержат интерпретируемую палеомагнитную запись, связанную с присутствием гематита. Намагниченность пород имеет химическую или постседиментационную ориентационную природу и сформировалась, вероятно, вскоре после осадконакопления.

2. Полученные по кумах-улахской свите палеомагнитные данные указывают на близэкваториальное положение Сибирской платформы в раннем эдиакарии (соответствующий палеомагнитный полюс: Long=225.7 Lat=11.8 k=20.2 A95=2.6 n=151) и находятся в согласовании с результатами по подстилающей ничатской свите позднего криогения [1]. Интерпретация палеомагнитных данных по позднему криогению и раннему эдиакарию в рамках актуалистической модели геомагнитного поля поддерживает гипотезу тотального неопротерозойского оледенения Snowball Earth.

3. Особенности палеомагнитной записи в породах кумах-улахской и ничатской свит, проявленные в «банановом» распределении палеомагнитных направлений с преобладанием раз-

броса по склонению, могут указывать на неактуалистическую геометрию поля позднего криогения – раннего эдиакария, выраженную значительным вкладом экваториально-дипольной составляющей [3]. Вне зависимости от геометрии поля, палеомагнитные данные по интергляциальным и постгляциальным толщам Сибири имеют хорошую сходимость и указывают на то, что климатические перетурбации конца криогения – начала эдиакария не были связаны с существенным изменением глобальной палеогеографии.

Исследования выполнены при поддержке РФФ, грант № 24-77-10030.

- [1] *Шаццлло А.В. и др.* Палеомагнитные, седиментологические и изотопные данные по неопротерозойским перигляциальным отложениям Сибири: новый взгляд на проблему низкоширотных оледенений // Физика Земли. 2019. № 6. С. 34–58.
- [2] *Шаццлло А. В. и др.* Гипотеза «блуждающего экваториального диполя»: к проблеме низкоширотных оледенений и конфигурации геомагнитного поля позднего докембрия // Физика Земли. 2020. № 6. С. 113–134.
- [3] *Ушаков Д.А., Павлов В.Э.* К вопросу о границах применимости параметра D_{V2} при изучении вариаций древнего геомагнитного поля // Физика Земли. 2024. № 2. С. 112–130.



СОВРЕМЕННЫЕ БЕСПИЛОТНЫЕ АВИАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ КАК ЭФФЕКТИВНЫЙ ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ РАЗВЕДКИ АРКТИЧЕСКИХ НЕДР

И.А. Шелохов^{1,2}, И.В. Буддо^{1,2}, М.В. Шарлов³, Т.Н. Пестюрин³,
Н.В. Мисюркеева^{1,2}, А.А. Черных^{1,2}, Л.П. Шашкеева¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sia@crust.irk.ru, biv@crust.irk.ru, mnv@crust.irk.ru, saa@crust.irk.ru, slp@crust.irk.ru

² Салехард, Научный центр изучения Арктики

³ Иркутск, ООО «Сигма-Электроника», maxx.smv@mail.ru, timka002@gmail.com

Наземные геофизические исследования широко применяются для решения задач, связанных с изучением толщи криолитозоны, в частности, картирование интервалов разреза, содержащих газовые гидраты. Однако проведение геофизических исследований в Арктике – серьезный вызов, предполагающий наличие технологий проведения полевых работ в чрезвычайно тяжелых условиях. Зимой дороги практически отсутствуют, как и инфраструктура (например, на большей части Ямала), поверхность земли проморожена, что не позволяет использовать геофизические методы, для которых необходимо обустройство заземлений аппаратуры. Летом же тундровая местность представляет собой обширное болото, что крайне затрудняет передвижение не только на колесной, но и на гусеничной технике. В таких условиях актуально применение геофизических методов с использованием беспилотных летательных аппаратов (БПЛА). Применение последних позволяет получать сверхдетальные карты физических свойств изучаемых объектов, так как латеральная разрешенность съемки кратно превосходит любую наземную систему наблюдений, являясь практически сплошной. Применение беспилотных авиационных систем также существенно увеличивает производительность геофизических исследований. Для решения различных геологических задач следует применять определенный тип воздушного судна, исходя из физических основ выбранного геофизического метода, методики работ и технических характеристик полетной нагрузки самого прибора. В связи с этим для поисков и разведки скоплений газовых гидратов необходимо обосновать не только комплекс геофизических методов, но и технологию их реализации на БПЛА.

Для успешного исследования конфигурации Арктической мерзлоты, в которой могут находиться скопления газовых гидратов, наряду с прямыми геологическими методами, могут успешно применяться различные геофизические методы.

Ранее в работах [1, 2] было показано, что геофизические методы являются важнейшим инструментом в картировании мерзлоты. Однако среди методов геофизических исследований в то время применялись в основном электрические зондирования на постоянном токе, а также мало-глубинная сейсморазведка. Тем не менее эти исследования позволили получить достаточно информативные модели разрезов многолетнемерзлых пород глубиной в первые десятки метров [3].

Вместе с тем изучение сложной структуры криолитозоны, включающей залежи свободного газа и скопления газовых гидратов на небольших глубинах до 500 м, – задача непростая. В мировой практике для поисков газовых карманов и газовых гидратов за пределами криолитозоны имеется опыт успешного применения методов разведочной геофизики [4]: сейсморазведка [5] и электроразведка CSEM [6], однако в интервалах криолитозоны применение этих методов для идентификации мерзлых и гидратосодержащих пород затруднительно, поскольку их поисковые геофизические признаки часто сходны, например высокие электрические сопротивления и высокие скорости акустических волн.

Таким образом, актуальной проблемой является неопределенность с выбором эффективных геофизических методов для картирования сложной структуры многолетнемерзлой толщи, которая в условиях континентальной части Арктики может вмещать остаточные линзы мерзлых пород с возможными газовыми гидратами.

Учитывая крайне сложную структуру криолитозоны и происходящие в ней флюидодинамические процессы, неопределенность с существующими эффективными инструментами для ее изучения, в настоящей работе авторы поставили перед собой цель на основе математического моделирования обосновать применение методов малоглубинной сейсмо- и электроразведки для

изучения структуры криолитозоны, подводящих флюиды субвертикальных каналов, а также остаточных линз мерзлых пород с возможными газовыми гидратами на территории Арктической зоны. Для ответа на данный вопрос были проведены специальные исследования, представленные в работе [7]. По их результатам определен оптимальный комплекс методов для изучения толщи криолитозоны.

Кроме того, в работе [8] были оценены возможности малоглубинных нестационарных электромагнитных зондирований для выделения газогидратных скоплений в криолитозоне северных регионов Западной Сибири. Актуальной является задача адаптации наземных геофизических методов для их выполнения с использованием беспилотных летательных средств.

Современные геофизические исследования смогли выйти на принципиально новый уровень с появлением БПЛА. Адаптация геофизической аппаратуры к применению в связке с БПЛА позволила существенно повысить скорость выполнения полевых работ, проводить исследования в принципиально недоступной для пешеходной съемки местности, а также кратно повысить плотность и точность получаемых геофизических данных.

Современные подходы к комплексной интерпретации геолого-геофизических данных в совокупности с новыми полевыми технологиями позволяют исследовать тонкие объекты и строить геологические модели месторождений полезных ископаемых, в том числе и труднодоступных полезных ископаемых, таких как газовые гидраты.

Беспилотный геофизический комплекс позволяет решать широкий круг геологических задач – от картирования многолетнемерзлых пород до решения инженерно-прикладных вопросов.

Комплекс беспилотных геофизических исследований включает в себя такие методы, как

- магниторазведка – позволяет эффективно изучать разрывные нарушения, в совокупности с беспилотными системами данный метод позволяет осуществлять магнитные съемки высокой плотности;

- тепловизионная съемка – позволяет путем создания высокоплотных ортофотопланов изучать области деградации многолетнемерзлых пород;

- электроразведка ЗСБ – позволяет получать высокоплотные геоэлектрические модели разреза и изучать внутреннюю структуру ММП, также картировать зоны скопления газовых гидратов.

Немаловажным аспектом разработки беспилотных авиационных систем является:

- проектирование и изготовление специальных подвесов;

- внедрение и опытное тестирование аппаратно-программных комплексов.

Таким образом, показано, что БПЛА-геофизические исследования имеют высокий научно-прикладной потенциал. Современные носители позволяют поднимать в воздух практически любую геофизическую аппаратуру и тем самым существенно повышать плотность и точность геофизических исследований.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

[1] Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во Московского университета, 1967. 443 с.

[2] Якунов В.С. Геофизика криолитозоны. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2008. 341 с.

[3] Мельников В.П., Скворцов А.Г., Малкова Г.В., Дроздов Д.С., Пономарёва О.Е., Садуртдинов М.Р., Царёв А.М., Дубровин В.А. Результаты изучения геокриологических условий арктических территорий с помощью геофизических методов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 1. С. 171–180.

[4] *Geophysical Characterization of Gas Hydrates* / Eds Riedel M., Willoughby E.C., Chopra S. Society of Exploration Geophysicists, 2010. 412 p. doi:10.1190/1.9781560802197.fm.

[5] Bogoyavlensky V., Kishankov A., Yanchevskaya A., Bogoyavlensky I. Forecast of Gas Hydrates Distribution Zones in the Arctic Ocean and Adjacent Offshore Areas // *Geosciences*. 2018. V. 8. 453. doi:10.3390/geosciences8120453.

[6] Weitmeyer K.A., Constable S., Tréhu A.M. A marine electromagnetic survey to detect gas hydrate at Hydrate Ridge, Oregon // *Geophysical Journal International*. 2011. V. 187, № 1. P. 45–62. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05105.x.

[7] Buddo I., Misyurkeeva N., Shelokhov I., Chuvilin E., Chernikh A., Smirnov A. Imaging Arctic Permafrost: Modeling for Choice of Geophysical Methods // *Geosciences*. 2022. V. 12, 389. doi:10.3390/geosciences12100389.

[8] Мурзина Е.В., Поспеев А.В., Буддо И.В., Шарлов М.В., Семинский И.К., Мисюркеева Н.В., Шелохов И.А. Возможности малоглубинных нестационарных электромагнитных зондирований для выделения газогидратных скоплений в криолитозоне северных регионов Западной Сибири // *Криосфера Земли*. 2022. Т. 26, № 2. С. 51–62. doi:10.15372/KZ20220204.



ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ СНОСА КАК ФАКТОР ДЛЯ ОГРАНИЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР (НА ПРИМЕРЕ МЕТАОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА)

С.И. Школьник¹, Е.Ф. Летникова², А.В. Иванов², А.И. Прошенкин², К.К. Колесов²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sink@crust.irk.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Юго-Восточная часть Восточного Саяна представлена коллажем неопротерозойских океанических, островодужных и окраинно-континентальных комплексов, обрамляющих раннедокембрийскую Гарганскую глыбу, являющуюся фундаментом Тувино-Монгольского палеомикроконтинента (ТММ). Примыкающие к ТММ с севера толщи Хамсаринского террейна являются составной частью крупной Кузнецко-Тувинской (или Тувино-Монгольской) венд-кембрийской островодужной системы [1 и др.]. Считается [2], что, как и положено палеомикроконтиненту, ТММ ограничен со всех сторон сутурами. Но в некоторых случаях контуры проводятся по выходам платформенных отложений чехла микроконтинента. Условна и северная граница массива, проводимая рядом исследователей по Азасско-Жомболокскому разлому, отделяющему его от Хамсаринского террейна. Вопрос оконтуривания северной части ТММ уже поднимался [3] и был рассмотрен на основе изучения геохимических особенностей карбонатных пород и распространенных только в пределах Хайт-Тиссинского междуречья постколлизийных гранитоидов таннуольского комплекса. Несмотря на проведенные исследования, вопрос установления северной границы ТММ остается до сих пор открытым. Связано это, в первую очередь, с широким спектром породных ассоциаций и близостью литотипов пород, развитых в зоне сочленения этих тектонических единиц, среди которых присутствуют и осадочные, и вулканогенные породы, часто метаморфизованные.

Согласно схеме тектонической зональности северной части ТММ [2], в зоне сочленения распространены задуговые отложения Шишхидской островной дуги, существовавшей в Палеоазиатском океане в интервале 800–600 млн лет и венд-кембрийские терригенно-карбонатные породы чехла ТММ. Эта зона насыщена интрузиями гранитоидов, и строение ее слоистых толщ (монгошинская и дибинская свиты) реконструировано по ксенолито-блокам среди гранитов. Следует отметить, что название дибинской, так же как и монгошинской, свиты является стратопическим для Тувино-Монгольского микроконтинента, но утратившим свою определенность, поскольку обе свиты пользуются широким распространением и в Хамсаринском террейне, и за его пределами. Развитые в пределах исследуемого района гранитоиды условно относятся к огнитскому и таннуольскому комплексам. Имеющиеся на сегодняшний день датировки по магматическим комплексам в пределах северной части ТММ достаточно скудны. Так, возраст таннуольских гранитоидов отвечает 449 млн лет (Ar/Ar метод по биотиту, [3]), а время проявления щелочно-гранитоидных и умеренно щелочных габбровых ассоциаций, относимых к огнитскому комплексу, ограничивается диапазоном 311–307 млн лет [4].

В исследованном участке разреза свиты преимущественным распространением пользуются хлоритовые и эпидот-хлоритовые сланцы, отчетливая слоистость выражается чередованием слоев с примесью карбонатного материала. Реконструкция состава пород показала, что преимущественно все они отвечают грауваккам или аркозам и формировались за счет разрушения магматических и метаморфических пород основного и среднего состава. Для них характерны вариации в содержаниях SiO₂ (55–65), низкие концентрации TiO₂ (0.61–0.97), P₂O₅ (0.15–0.22) и высокие «базитовые» концентрации MgO (5.6–7.7). Типично преобладание натрия над калием, но в некоторых разновидностях содержания K₂O преобладают, так же как увеличиваются концентрации Al₂O₃, Sc и V. Их прямая корреляционная зависимость указывает на их изначальную концентрацию в составе глинистой фракции. Высокие концентрации Cr и Ni типичны для всех разновидностей пород, варьируясь в пределах 220–1000 и 130–300 г/т соответственно. Типичны

пологие спектры распределения со слабым обогащением легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n=6-8$) и отсутствием или наличием слабовыраженной Eu-аномалии ($Eu/Eu^*=0.73-1.04$). Редкоэлементный состав пород свиты предполагает участие в исходном осадке пород среднего и основного состава. Реконструкция тектонического режима областей сноса материала исследуемых пород показала, что основными источниками являлись породы, сформированные в островодужных обстановках.

Для исследованных метаосадочных пород характерна близкая к среднекоровому (0.12) величина $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.13). Значения $T(DM-2)$ в метаграувакках варьируются от 1.6 до 1.7 млрд лет и ϵ_{Nd} (-4.7...-5.3), хотя при близком к среднекоровому отношению $^{147}Sm/^{144}Nd$ возможно использование и величины одностадийного модельного возраста, равного 1.8 млрд лет. Отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ предполагают участие в составе протолита метаграувакк материала древней коры и, возможно, синхронного с осадконакоплением ювенильного источника.

Методом LA-ICP-MS по цирконам из двух проб метаграувакк были получены первые данные о возрасте исследуемой толщи. Из пробы ОК-14 были получены 45, а из пробы ОК-98 53 конкордантных значения возраста. Совокупная выборка анализов возрастов из двух проб граувакк указывает на наличие кембрийской 505–520 (n=11), вендской 550–602 (n=6) и неопротерозойской 752–926 (n=59) млн лет групп цирконов. Значимые интервалы неопротерозойских и архейских цирконов – 1.7 (n=2), 1.9–2.1 (n=4), 2.4–3.2 (n=9).

Для установления верхней возрастной границы осадконакопления в бассейне р. Бурят-Гол была проведена оценка возраста прорывающих толщу гранодиоритов (N52 33 32.9 E099 39 51.8). Согласно U-Pb геохронологическим исследованиям, возраст циркона из пробы гранодиорита отвечает 486 ± 5 млн лет. Пик аккреционно-коллизийных событий в данной части ЦАСП приходится на конец кембрия и границу с ордовиком (495–510 млн лет) [5]. Формирование рассматриваемого комплекса гранитоидов, вероятнее всего, происходило на заключительном этапе аккреционно-коллизийных событий в регионе.

В возрастной интервал 570–510 млн лет в пределах рассматриваемой части пояса происходило формирование ряда комплексов Таннуольской, Ольхонской, Джидинской, Озерной и Кузнецко-Алатаусской островных дуг. Считалось, что ассоциирующие с этими комплексами осадочные породы были сформированы в открытом океане вне связи с древними континентальными блоками и имели близкий к составу вулканитов изотопный состав $\epsilon_{Nd}(T)=+5.6...+9.9$. Однако исследование изотопного состава пород и возрастного диапазона цирконов из терригенных толщ Джидинского [6], Ольхонского [7] и Таннуольского [8] террейнов показало присутствие в источниках сноса как неопротерозойских, так и позднепротерозойских цирконов, а их формирование происходило в достаточно близком временном интервале от 510 до 530 млн лет. Тектоническая позиция рассматривается как формирование их в пределах континентальных островных дуг или в прибрежно-морских бассейнах блоков с континентальной корой.

Таким образом, накопление осадочно-вулканогенной толщи сочленения Тувино-Монгольского микроконтинента и Хамсаринского террейна происходило за счет сформированных преимущественно в субдукционной обстановке разнообразных средних и основных пород в нижнекембрийское время. Эти данные указывают на то, что исследованные толщи не могли являться частью составного ТММ, поскольку в этот временной период на континентальном блоке господствовали платформенные обстановки осадконакопления. Более вероятен сценарий накопления этих толщ в пределах окраинной части континентального блока, например Хангайской группы террейнов [9], породы которых и являлись источниками сноса, либо развитой островодужной системы, вероятно, являющейся отколовшимся при распаде Родинии фрагментом с раннепротерозойской корой, которая была поставщиком материала при осадконакоплении. Формирование толщи происходило в кембрийское время в бассейнах седиментации, возможно с синхронной осадконакоплению вулканической деятельностью.

- [1] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- [2] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- [3] Летникова Е.Ф., Донская Т.В., Школьник С.И. Реконструкция северной границы Тувино-Монгольского микроконтинента // Доклады РАН. 2002. Т. 382, № 2. С. 1–4.
- [4] Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Иванова А.А., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст редкометалльных щелочных гранитов месторождения Снежное: к оценке возрастной однородности гранитоидов огнитского комплекса (Восточный Саян) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506, № 2. С. 148–157.

- [5] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5, № 4. С. 380–393.
- [6] Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараиш И.Г., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Чун С.-Л. Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26, № 5. С. 3–29.
- [7] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Скляр 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.
- [8] 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 (терегигская свита): результаты U-Pb датирования циркона и Sr-хемостратиграфии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512, № 2. С. 165–173.
- [9] Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.



ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ НЕЙРОННОЙ СЕТИ ДЛЯ АНАЛИЗА И ИССЛЕДОВАНИЯ БУГРОВ ПУЧЕНИЯ В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

А.А. Юрьев, А.А. Рыбченко, И.В. Буддо

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

Арктическая зона Российской Федерации представляет собой уникальную и сложную экосистему, характеризующуюся экстремальными климатическими условиями и динамичными геологическими процессами. Одним из таких процессов, оказывающих существенное влияние на инфраструктуру и экологию региона, являются бугры пучения. Эти геологические образования, вызванные замерзанием и расширением грунтов, могут представлять значительную угрозу для устойчивости строительных объектов и транспортных путей [1].

Традиционные методы исследования и мониторинга бугров пучения – полевые исследования и лабораторные анализы – могут быть трудоемкими и дорогостоящими. В этом контексте современные технологии, такие как нейронные сети и машинное обучение, открывают новые возможности для более эффективного анализа и прогнозирования геологических процессов.

Нейронные сети, благодаря своей способности обрабатывать большие объемы данных и выявлять сложные паттерны, становятся все более популярными в геологических исследованиях. Они позволяют не только автоматизировать анализ данных, но и значительно повысить точность и скорость обработки информации, что особенно важно в условиях Арктической зоны, где оперативность решений может иметь критическое значение.

Настоящее исследование посвящено применению нейронных сетей для анализа и исследования бугров пучения в Арктической зоне Российской Федерации. В рамках исследования рассматриваются различные алгоритмы нейронных сетей, их адаптация к специфике геологических данных и возможности интеграции с существующими системами мониторинга. Целью данного исследования является демонстрация потенциала нейронных сетей в решении актуальных задач геологии и разработка рекомендаций по их практическому применению в Арктическом регионе.

Современные нейронные сети представляют собой мощный инструмент, значительно расширяющий возможности анализа геологических данных. Благодаря своей способности выявлять и анализировать сложные паттерны в больших массивах данных, нейронные сети находят все большее применение в различных областях геологических исследований.

Одной из ключевых технологий являются свёрточные нейронные сети (CNNs), которые наиболее эффективно работают с изображениями и геопространственными данными. Эти сети позволяют автоматизировать процесс анализа спутниковых снимков, цифровых моделей рельефа, геологических карт и других визуальных данных, что значительно ускоряет выявление аномалий и структурных изменений в земной коре.

Не менее важным направлением является применение рекуррентных нейронных сетей (RNNs) для анализа временных рядов, таких как данные сейсмического мониторинга. Такие сети, особенно их модификации LSTM и GRU, помогают предсказывать динамику геологических процессов и оценивать риски, связанные с изменениями в геологической среде.

Свёрточные нейронные сети особенно полезны в анализе данных, полученных с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА). Аэрофотосъемка с использованием БПЛА позволяет получать детализированные изображения местности, что открывает новые возможности для исследования сложных геологических процессов.

Успешный опыт применения нейронных сетей представлен в области определения размеров крупнообломочного материала в селевых отложениях. Используя данные аэрофотосъемки, полученные с БПЛА, исследователи смогли автоматизировать процесс анализа этих изображений с помощью свёрточных нейронных сетей. Алгоритмы были обучены на большом массиве данных, что позволило достичь высокой точности в определении размеров и формы обломков в селевых потоках [2].

Этот подход не только ускорил процесс анализа, но и обеспечил более объективные и повторяемые результаты, по сравнению с традиционными методами. Использование БПЛА для аэрофотосъемки в сочетании с нейронными сетями позволяет проводить анализ на труднодоступных территориях, таких как горные или отдаленные районы, с минимальными затратами времени и ресурсов.

Применение нейронных сетей в геологических исследованиях Арктической зоны РФ демонстрирует значительный потенциал в повышении точности и эффективности анализа бугров пучения. Эти технологии обеспечивают автоматизацию и ускорение обработки данных, что особенно ценно в условиях удаленности региона.

Перспективы дальнейшего развития включают интеграцию нейронных сетей с другими технологиями мониторинга и моделирования, а также адаптацию алгоритмов к специфическим условиям Арктики. Это создаст основу для более комплексных и устойчивых решений в области управления и планирования инфраструктуры в регионе.

Применение нейронных сетей в геологических исследованиях Арктической зоны Российской Федерации демонстрирует значительный потенциал для улучшения анализа геологических процессов. Эти технологии способны существенно повысить точность и эффективность исследований, автоматизируя обработку данных и предлагая новые возможности для прогнозирования и управления рисками.

Основные выводы исследования включают успешное использование нейронных сетей для определения размеров крупнообломочного материала в селевых отложениях и анализа динамики бугров пучения. Эти подходы обеспечивают более объективные и повторяемые результаты, что особенно важно в условиях удаленности и труднодоступности Арктического региона.

Рекомендации для дальнейшего развития включают интеграцию нейронных сетей с другими технологиями мониторинга и моделирования, а также продолжение исследований по адаптации алгоритмов к специфическим условиям Арктики.

Нейронные сети открывают новые горизонты для геологических исследований, предлагая инновационные и эффективные решения для анализа сложных природных процессов в Арктической зоне.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

- [1] *Богоявленский В. И., Сизов О. С., Богоявленский И. В. и др.* Дегазация Земли в Арктике: комплексные исследования распространения бугров пучения и термокарстовых озер с кратерами выбросов газа на полуострове Ямал // *Арктика: экология и экономика*. 2019. № 4 (36). С. 52–68. doi:10.25283/2223-4594-2019-4-52-68.
- [2] *Рыбченко А.А., Кадетова А.В., Козырева Е.А., Юрьев А.А.* Решение тематических задач при изучении экзогенных геологических процессов с применением неспециализированных беспилотных комплексов для аэрофотосъемки // *Геодинамика и тектонофизика*. 2019. Т. 10, № 4. С. 1045–1058. doi:10.5800/GT-2019-10-4-0457.



СЕГМЕНТИРОВАННОЕ СТРОЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ: НА ПРИМЕРЕ ХЭНТЕЙСКОГО СЕГМЕНТА

В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, Д.В. Коваленко

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Существующие модели Монголо-Охотского пояса (МОП) связывают его образование со столкновением бортов Монголо-Охотского океана по механизму закрывающихся ножниц или по механизму ороклина – изгиба исходно линейной границы океана в гигантскую подкову. Обе модели предполагают наличие двух бортов у закрывающегося морского бассейна. Действительно, северный борт океана на время его закрытия уверенно прослеживается вдоль края Сибирского палеоконтинента. В отличие от него, южную границу определяют блоки, различающиеся особенностями развития и временем вхождения в структуры южного обрамления МОП, вследствие чего складчатый пояс приобретает сегментированный облик. В западной части МОП уверенно выделяются Хангайский, Хэнтэйский и Агинский сегменты. Они различаются временем формирования, указывая тем самым на то, что у Монголо-Охотского океана не было единой южной окраины, а также на то, что его закрытие происходило поэтапно. Процесс закрытия, протекавший на протяжении позднего палеозоя и раннего мезозоя, зафиксирован разновозрастными интервалами магматической активности в структурах обрамления МОП, отвечающими проявлениям конвергентных процессов в соответствующих сегментах пояса. Схема распределения разновозрастного магматизма конвергентного типа в пределах южного обрамления МОП представлена на рисунке.

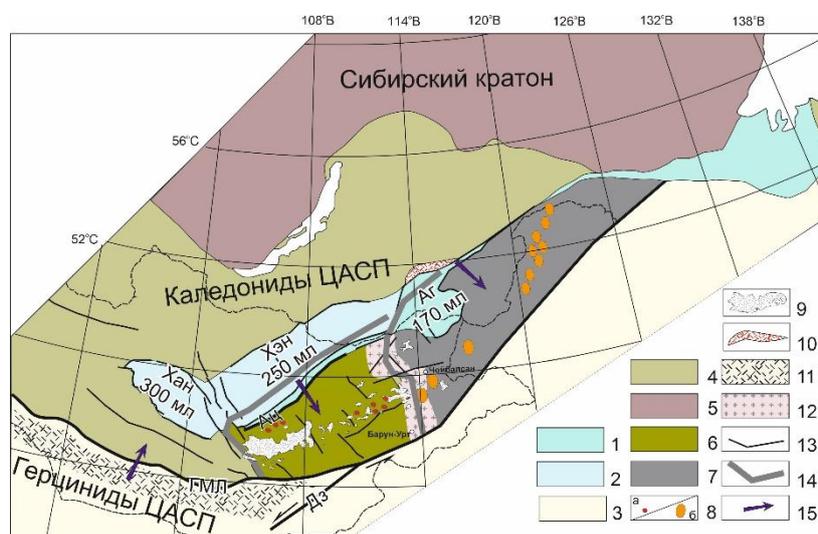


Схема сегментированного строения МОП.

Сегменты МОП и возраст их формирования: Хан – Хангайский, Хэн – Хэнтэйский, Аг – Агинский. 1–2 – островодужные и аккреционные комплексы МОП: 1 – раннемезозойские, 2 – средне- и позднепалеозойские; 3–5 – складчатые и кристаллические комплексы: 3 – средне- и позднепалеозойские, 4 – раннепалеозойские, 5 – Сибирского континента; 6–7 – террейны южного обрамления МОП: 6 – Среднегобийский, 7 – Аргунский; 8–12 – магматические комплексы конвергентных обстановок: 8 – с оцененным возрастом: а – интервала 300–248 млн лет, б – интервала 246–200 млн лет, 9 – позднепалеозойского Северо-Гобийского вулканического пояса, 10 – поздне триасового – раннеюрского вулканического пояса каменной свиты, 11 – Южно-Монгольского краевого пояса (350–320 млн лет), 12 – субмеридионального пояса гранитоидов Восточной Монголии; 13 – разломы; 14 – предполагаемые границы Сибирского континента в разных сегментах МОП на время, предшествовавшее коллизии в их пределах; 15 – вектор конвергенции. Разломы: ГМЛ – Главный Монгольский линеамент, Дз – Дзунбаинский сдвиг, Ац – Адацагская сатура.

К югу от Хангайского сегмента МОП конвергентные процессы в конце девона – раннекаменноугольного времени привели к аккреции островодужных и задуговых комплексов Южно-Монгольской ветви Палеоазиатского океана к Гоби-Алтайской окраине Сибирского континента. В результате здесь в интервале 350–320 млн лет сформировался краевой вулканоплутонический пояс, а к концу карбона под воздействием субдукции в СВ направлении (в современных координатах) закрылся Хангайский прогиб.

Восточнее в пределах Среднегобийского блока магматизм конвергентного типа представлен вулканическими ассоциациями и гранитоидами пермского Северо-Гобийского вулканоплутонического пояса. Магматизм протекал в интервале 300–250 млн лет в результате субдукции литосферы Монголо-Охотского океана в южном (в современных координатах) направлении под структуры Среднегобийского блока. Формирование пояса завершилось в конце перми, указывая на закрытие соответствующей (хэнтэйской) части океана и прекращение здесь субдукции.

Северо-Гобийский магматический пояс протягивается на расстояние более 600 км и пространственно ограничен торцовыми границами, западная отвечает разделу с Хангайским сегментом МОП, восточная совпадает с субмеридиональной цепью гранитоидов (рисунок), протянувшейся между Барун-Уртом и Чойбалсаном вкрест простирания структур МОП. Возраст пород этой цепи гранитоидов изучен недостаточно, но имеющиеся оценки (241 и 229 млн лет) позволяют предполагать их формирование в первой половине триаса. Эта цепь гранитоидов разделила область развития пермского магматизма Среднегобийского террейна и расположенную к северо-востоку от нее область распространения существенно триасовых магматических пород. Последние сформировались между 247 и 200 млн лет и территориально были связаны с Аргунским террейном с докембрийским основанием, который определяет южное обрамление Агинского сегмента МОП.

Магматические процессы в триасе в Хангайском сегменте не установлены, тогда как в хэнтэйской части МОП в позднем триасе (215–205 млн лет) широко проявился бимодальный и щелочно-гранитоидный магматизм. Он был связан с режимом рифтогенеза, который охватил территории по обе стороны Монголо-Охотской сутуры. Этот режим проявился спустя более 30 млн лет после начала орогении, прекратившей (~250 млн лет) субдукцию под Среднегобийский блок. Скорее всего, рифтогенез совпал с распадом орогена. Подтверждением особого геодинамического режима в позднем триасе служат геохимические и изотопные характеристики пород бимодальных и щелочно-гранитоидных комплексов, отвечающие продуктам плюм-литосферного взаимодействия. Плюмовая составляющая была близка к источнику ОИВ, литосферный компонент отвечал литосферной мантии, метасоматизированной в ходе субдукционных процессов со стороны Монголо-Охотского океана. Весь комплекс геологических, геохимических и изотопных данных по рифтогенному магматизму позволяет говорить о том, что в Хэнтэйском сегменте МОП в середине – конце триаса господствовал режим посторогенного коллапса.

В пределах Агинского сегмента МОП раннемезозойский магматизм контролировался процессами коллизии Аргунского террейна с Сибирским континентом. Закрытие этой части МОП протекало в интервале триас – ранняя и средняя юра и сопровождалось процессами двусторонней субдукции, результатом которой стали поздне триасовый – раннеюрский вулканический пояс пород каменной свиты, протянувшийся вдоль северной границы Агинской плиты, и пояс триасовых гранитоидов, сформированный в краевой части Аргунского террейна (рисунок).

Отмечаемые различия в геологическом строении и развитии структур южного обрамления МОП свидетельствуют о том, что пояс формировался в результате последовательной коллизии с Сибирским континентом разных по строению и по своему исходному палеогеографическому (доколлизиионному) положению блоков. По-видимому, вектор коллизии большинства блоков с Сибирским континентом имел северо-западную – субмеридиональную ориентировку, что определило развитие у этих блоков соответствующих боковых границ, а также широкое участие северо-западных разломов в позднепалеозойской – раннемезозойской структуре Северной Монголии и прилегающих территорий Забайкалья. Первичные размеры этих блоков оценить сложно, так как их значительные фрагменты были смещены крупноамплитудными левыми сдвигами, возникшими в области столкновения структур Сибирского и Северо-Китайского континентов в раннем и позднем мезозое.

Работа выполнена в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 075-15-2024-641.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абашев В.В. 218
 Агатова А.Р. 12, 14
 Адамская Е.В. 289
 Александров И.А. 16
 Аленичева А.А. 280
 Ащепков И.В. 317
 Бабицкий Е.Ф. 179
 Бабичева В.А. 206
 Бадмацпыренова Р.А. 19
 Базарова Е.П. 277
 Бакшеев И.А. 97
 Баранов В.В. 67
 Беляев В.А. 216
 Бержинская Л.П. 21, 132
 Берзон Е.И. 71
 Бирюкова Т.А. 46
 Большухин А.А. 322
 Борисовский С.Е. 151
 Брянский Н.В. 119, 145, 179, 280
 Буддо И.В. 24, 95, 226, 330, 335
 Будяк А.Е. 26
 Бурмакина Г.Н. 29, 317
 Буслев М.М. 32, 124
 Бусова В.С. 12
 Бучнев И.Н. 289
 Бычкова Н.А. 48
 Ван К.-Л. 148
 Ванин В.А. 35
 Васильев Д.А. 253
 Ватрушкина Е.В. 203, 315
 Вахромеев А.Г. 37, 40
 Вахтина Н.Л. 81
 Везине А. 292
 Ветлужских Л.И. 43
 Ветров Е.В. 46, 48
 Ветрова Н.И. 48
 Викентьев И.В. 223
 Виноградов Е.В. 218
 Владимирова В.Г. 296
 Волосов А.С. 50
 Воробей С.С. 137
 Воробьева П.Н. 158
 Воронцов А.А. 53
 Гильманова Г.З. 90
 Гладкочуб Д.П. 56, 100, 119, 209, 233
 Гладкочуб Е.А. 114
 Глушкова В.Е. 60
 Гонегер Т.А. 63, 104
 Гордиенко И.В. 115
 Горюнова В.О. 255
 Гребенкин Н.А. 119
 Гриненко В.С. 65, 67
 Гурова А.В. 69
 Гусев Н.И. 71, 267
 Гусяков Н.Д. 29, 317
 Данилов Б.С. 277
 Данилова Ю.В. 277
 Данукалова М.К. 74, 179,
 Данцова К.И. 153, 183, 213, 262, 322
 Дегтерев А.В. 76, 78
 Дегтярев К.Е. 81
 Демидова Е.В. 37
 Демин С.П. 168
 Демонтерова Е.И. 85, 100, 119, 130
 Денисюк Е.А. 155
 Дербеко И.М. 87
 Диденко А.Н. 90
 Дмитриева А.С. 92
 Добрынина А.А. 95
 Докукина К.А. 97
 Донская Т.В. 56, 100, 119, 209, 233, 289
 Доронина Н.А. 104, 307
 Дорошкевич А.Г. 108, 111, 198, 325
 Дриль С.И. 53
 Дубенский А.С. 179, 186, 262, 312
 Дугарова А.Е. 158
 Дымшиц А.М. 114, 130
 Егорова В.В. 135
 Елбаев А.Л. 115
 Елисеев А.А. 218
 Ерофеева К.Г. 262
 Ершова В.Б. 117, 253
 Ефремова У.С. 100, 119, 280
 Жимулев Ф.И. 122
 Журавлев А.Н. 81
 Загоскина-Белошей В.Э. 312
 Зайцев А.В. 97
 Зиндобрый В.Д. 124
 Зубков М.Ю. 127
 Иванов А.В. (ИГМ СО РАН) 108, 198, 332
 Иванов А.В. (ИЗК СО РАН) 85, 104, 119, 130, 145, 211, 280
 Иванов В.В. 142
 Иванова А.А. 275
 Иванова Н.А. 37
 Иванова Н.В. 132
 Ивин В.В. 16
 Ивина В.В. 16
 Избродин И.А. 108, 111
 Идох А.Э. 50, 108, 135, 198
 Ильичева Е.А. 313
 Исакова Т.Н. 312
 Кадетова А.В. 273
 Кадыр-оол Ч.О. 165, 192, 195
 Калашникова Т.В. 137, 140, 170
 Каменецкий В.С. 130
 Канимбуге Л.С. 203
 Каримов А.А. 145, 216, 280
 Карпов А.В. 195
 Кириллов В.Е. 142
 Киселёв Д.В. 21
 Киселёв М.В. 16
 Кислов Е.В. 145
 Коваленко Д.В. 337
 Ковач В.П. 148, 289
 Козаков И.К. 148
 Козленко М.М. 108
 Козловский А.М. 151, 231, 337
 Кокодей Д.Ю. 155
 Колесов К.К. 332
 Колмаков А.В. 40
 Колодяжный С.Ю. 153, 213, 322
 Колотилина Т.Б. 221
 Константинов Г.К. 158
 Константинов И.К. 155
 Константинов К.М. 155, 158
 Корнилова Т.Н. 37
 Корольков А.Т. 161
 Королюк В.Н. 165, 192, 195
 Корсаков А.В. 14, 168
 Косарева Л.Р. 155, 158
 Костровицкий С.И. 114, 137, 170
 Котлер П.Д. 69, 313
 Котляров А.В. 122, 283
 Котов А.Б. 260, 289
 Кочнев Б.Б. 173
 Кошкарев Д.А. 198
 Кузнецов А.Б. 173
 Кузнецов М.В. 275
 Кузнецов Н.Б. 153, 176, 183, 186, 262, 322
 Кузьмичев А.Б. 74, 179
 Куликова А.В. 32, 313
 Кунгурцев Л.В. 32
 Лавренчук А.В. 100, 158, 286
 Ланцева В.С. 181, 223
 Ларин А.М. 275
 Ларионов А.Н. 267
 Латышева И.В. 183, 186, 262, 328
 Лебедев А.Ю. 16
 Леонов М.Г. 189
 Леснов Ф.П. 165, 192, 195
 Летникова Е.Ф. 108, 198, 332
 Ли Х.-Я. 148
 Лиханов И.И. 200, 239
 Лобанов К.В. 71
 Лузан М.Е. 218
 Лучицкая М.В. 203, 315
 Лыхин Д.А. 53
 Мазаева О.А. 206
 Мазукабзов А.М. 100, 209
 Мазуркевич К.Н. 315
 Мальшев С.В. 280
 Малютина А.В. 111
 Мамаков Д.О. 37, 40
 Марусин В.В. 173
 Марфин А.Е. 211
 Марченко А.К. 295
 Масленников М.А. 37
 Маслова О.А. 262
 Махния Е.И. 153, 213, 322
 Медведев А.Я. 216
 Мейснер А.Л. 40
 Метелкин Д.В. 218
 Мехоношин А.С. 221
 Минина О.Р. 223, 307
 Мисюркеева Н.В. 24, 226, 330
 Михайленко Д.С. 168
 Монгуш А.А. 165, 192, 195, 228
 Мороз У.А. 231, 237
 Мотова З.Л. 233, 307
 Непоп Р.К. 12, 14
 Никифоров А.В. 231, 237, 247
 Новикова А.С. 183, 186, 262
 Ножкин А.Д. 239
 Носырев М.Ю. 90
 Овсянников В.И. 322
 Ойдуп Ч.К. 165, 192, 195
 Ольшевский П. 228
 Падерин И.П. 104
 Парфенов Г.Е. 322
 Пасенко А.М. 242
 Перетяжко И.С. 60, 92, 244
 Перова В.А. 158
 Перфилова А.А. 69
 Пестурин Т.Н. 330
 Пилипенко Н.И. 155, 158
 Писаревский С.А. 130
 Плоткина Ю.В. 289
 Подугольникова Е.Е. 168
 Покровский Б.Г. 173
 Поляков Н.А. 237, 247
 Полянский О.П. 250, 283
 Прокопьев А.В. 117, 253
 Прокопьев И.Р. 108, 111, 198, 255
 Процко А.Н. 37
 Прошенкин А.И. 48, 332
 Пуляева И.А. 244
 Пушкарев Е.В. 158, 258, 260
 Рагозин А.Л. 192, 283
 Радер Ш.Т. 211

- Радомская Т.А. 111
 Разумовский А.А. 183, 262
 Рассказов С.В. 320
 Рахимов И.Р. 265
 Решетов Е.В. 198
 Родионов Н.В. 104
 Романова Л.Ю. 71, 267
 Романок Т.В. 183, 186, 213, 262, 270, 322
 Ронкин Ю.Л. 239
 Руднев С.Н. 140
 Рудько Д.В. 328
 Рудько С.В. 173
 Рыбченко А.А. 273, 335
 Саватенков В.М. 53, 111, 275
 Савельева В.Б. 277
 Савина Е.А. 60, 92, 244
 Саландаева О.И. 21
 Сальникова Е.Б. 275
 Саньков В.А. 95
 Саранина Е.В. 320
 Сарапулова Д.А. 74
 Сасим С.А. 53
 Сатановский К.К. 74
 Сафонова И.Ю. 69
 Семенова Д.В. 313
 Семенова Л.П. 280
 Симанкова А.О. 260
 Симонов В.А. 250, 283
 Сиселятин Е.А. 155, 158
 Склярв Е.В. 100, 158, 209, 286, 305
 Скобленко А.В. 292
 Сковитина Т.М. 289
 Скрипников М.С. 43
 Скузоватов С.Ю. 292
 Сметанин А.В. 295
 Смирнов А.С. 40
 Смолякова А.Е. 296
 Соболев И.Д. 223
 Советов Ю.К. 299
 Соколов С.Д. 312
 Соловецкая Л.В. 299
 Станевич А.М. 302
 Старикова А.Е. 111, 305
 Степанов А.С. 122
 Тарасова Ю.И. 26
 Ташлыков В.С. 307
 Толмачева Е.В. 289
 Травин А.В. 32
 Третьяков А.А. 81
 Трофимов А.В. 29
 Трофимова В.Р. 135
 Трушин С.И. 142
 Тулесонова Э.Б. 158
 Туркина О.М. 239, 309
 Тучкова М.И. 312
 Устинова М.А. 213
 Федерягина Е.Н. 53
 Федюкин И.В. 183, 262, 328
 Фетеан Дж. 130
 Фидлер М.А. 122
 Филатова М.О. 12
 Филимонова Т.В. 312
 Филиппов Ю.Ф. 250, 283
 Фоулжер Дж.Р. 130
 Хертек А.К. 237, 247
 Хлестов В.В. 195
 Хромых С.В. 50, 313
 Хубанов В.Б. 115, 179, 233
 Цуканов Н.В. 315
 Цыганков А.А. 29, 317
 Чайка И.Ф. 135
 Чен Х. 292
 Черных А.А. 24, 330
 Чибисова М.В. 78
 Чувашова И.С. 320
 Шалаева Е.А. 153, 213, 322
 Шардакова Г.Ю. 260
 Шарлов М.В. 330
 Шарыгин В.В. 325
 Шарыгин И.С. 198, 277
 Шацилло А.В. 183, 186, 262, 328
 Шашкеева Л.П. 24, 330
 Шелепаев Р.А. 135
 Шелохов И.А. 24, 95, 226, 330
 Шешуков В.С. 262
 Школьник С.И. 332
 Шпакович Л.В. 275
 Шпикерман В.И. 253
 Штельмах С.И. 307
 Щербаков Ю.Д. 145
 Юрченко Ю.Ю. 142, 280
 Юрьев А.А. 273, 335
 Яковлев В.А. 140
 Ярмолок В.В. 53, 151, 337
 Ясньгина Т.А. 320

Научное издание

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

Материалы научной конференции
Выпуск 22
(15–19 октября 2024 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Ответственный редактор
чл.-корр. РАН *Скляр Евгений Викторович*

Составители сборника
д.г.-м.н. *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 30.09.2024 г. Формат 60×90/8.
Усл. печ. л. 42.5. Тираж 120 экз. Заказ 215.

Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
Сибирское отделение РАН
630090, Новосибирск, просп. Лаврентьева, 17
Отпечатано в Сибирском отделении РАН
630090, Новосибирск, Морской просп., 2
Тел.: (383) 330-84-66
E-mail: e.lyannaya@sb-ras.ru