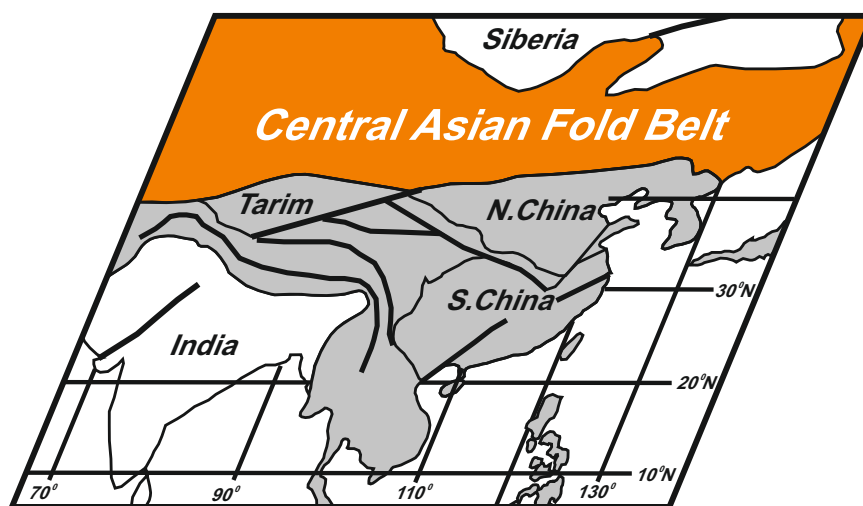




# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА   
К КОНТИНЕНТУ



Материалы конференции

ВЫПУСК 21

ИРКУТСК  
2023

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН**

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

**Материалы научной конференции  
Выпуск 21**

**(17–20 октября 2023 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)**

**ИРКУТСК  
2023**

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. 21. 17–20 октября 2023 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, 2023. – 284 с.

В сборнике представлены труды XXI 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>ЭТАПЫ И ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)</i> <b>И.А. Александров, В.В. Ивин, С.Ю. Будницкий, Е.Ю. Москаленко, В.В. Ивина</b> .....	11
<i>ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НЕПСКО-БОТУОБИНСКАЯ АНТЕКЛИЗА) В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТА</i> <b>Т.Э. Багдасарян, В.Б. Хубанов, Р.В. Веселовский</b> .....	14
<i>ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА В САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ</i> <b>Р.А. Бадмацуренова</b> .....	16
<i>ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ</i> <b>А.К. Бронников, М.Ю. Носырев, А.Н. Диденко</b> .....	18
<i>СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОРОГЕННОГО ТИПА СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЫКАН)</i> <b>А.Е. Будяк, Ю.И. Тарасова</b> .....	21
<i>ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЪ-ЗАЙСАНСКОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА</i> <b>М.М. Буслов, А.В. Травин</b> .....	24
<i>ТИПЫ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР ДЛЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САЯНО-БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> <b>В.А. Ванин</b> .....	27
<i>ВОЗРАСТНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КИЗИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА (МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА ЮЖНОГО УРАЛА)</i> <b>Е.А. Васюкова, И.Р. Рахимов, Е.Л. Кунаккузин, Т.Б. Баянова</b> .....	29
<i>ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, ПРЕДОПРЕДЕЛИВШИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЛИТИЯ В ПРОМЫШЛЕННЫХ РАССОЛАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> <b>А.Г. Вахромеев, А.Т. Корольков</b> .....	32
<i>БИОГЕРМЫ В ОБНАЖЕНИЯХ РАННЕГО КЕМБРИЯ НА ЮГЕ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА</i> <b>А.Г. Вахромеев, М.А. Масленников, Т.А. Корнилова, Н.И. Степанова</b> .....	36
<i>ПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ В ПРЕДЕЛАХ ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ТУВЫ: СВИДЕТЕЛЬСТВА ИЗ НЕОГЕНОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ</i> <b>Е.В. Ветров, Н.И. Ветрова, А.Р. Агатова</b> .....	39
<i>РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ И НИЗКОТИТАНИСТЫХ БАЗИТОВ ПО ПЛОЩАДИ ДЕВОНСКОЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ КАК КЛЮЧ К ОЦЕНКЕ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНЫХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ</i> <b>А.А. Воронцов, Д.В. Коваленко, В.В. Ярмолук, А.В. Никифоров, О.Ю. Перфилова</b> .....	41
<i>СМЕШЕНИЕ ГЕТЕРОГЕННОГО МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ БАЗАНИТОВ И ДОЛЕРИТОВ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА, ЮЖНАЯ СИБИРЬ: РЕЗУЛЬТАТЫ Rb-Rb ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ</i> <b>В.В. Врублевский, А.В. Чугаев, А.Д. Котельников, Ф. Казенова, П.А. Тишин, И.О. Кремер</b> .....	44
<i>ОТ КРАТОНА К ПЛАТФОРМЕ – НА ПРИМЕРЕ ЮГА СИБИРИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ)</i> <b>Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, З.Л. Мотова, А.М. Мазукабзов</b> .....	47

<i>КАТАЕВСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ЗАБАЙКАЛЬЕ): СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ</i>	
<b>И.В. Гордиенко, Д.В. Метелкин, В.С. Ланцева, А.Л. Елбаев</b> .....	52
<i>НОВАЯ НАХОДКА БЕЛЕМНИТА В КИМБЕРЛИТЕ – ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО ЭКСПАНСИИ РАННЕТОАРСКОЙ МОРСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ В ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ БОРЕАЛЬНОМ ОСАДОЧНОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ И ПРОЯВЛЕНИЕ В ЕГО ЛАНДШАФТАХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ</i>	
<b>В.С. Гриненко</b> .....	55
<i>ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАГМАТИЗМА РУДНОГО АЛТАЯ</i>	
<b>Н.И. Гусев, Л.Ю. Романова</b> .....	58
<i>ОФИОЛИТЫ ИРТЫШСКОЙ СУТУРНОЙ ЗОНЫ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)</i>	
<b>Н.И. Гусев, Л.Ю. Романова</b> .....	61
<i>НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ВУЛКАНИТЫ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ, СИНОРОГЕННЫЕ ВЕНДСКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ И ПЛАТФОРМЕННЫЕ ТОЛЩИ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЦЕНТРАЛЬНО-ТАЙМЫРСКОГО ПОЯСА: ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ТАЙМЫРСКОЙ ОКРАИНЕ СИБИРИ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ РАБОТ)</i>	
<b>М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, А.С. Васильев, Д.А. Сарапулова</b> .....	64
<i>ВНУТРИПЛИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КОНЦА ПЕРМИ – НАЧАЛА ТРИАСА НА СЕВЕРЕ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА: ПЛОЩАДНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА</i>	
<b>К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков, М.В. Лучицкая</b> .....	66
<i>ДРЕВНЕЙШИЕ ГРАНИТОИДЫ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА</i>	
<b>К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков, М.В. Лучицкая, Н.Л. Вахтина, Е.Б. Сальникова</b> .....	69
<i>КОМПЛЕКСЫ ЗАВЕРШАЮЩЕГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО БАЛХАШ-ИЛИЙСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА: СТРОЕНИЕ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА, ВОЗМОЖНЫЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ</i>	
<b>К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков, М.В. Лучицкая, Е.Б. Сальникова</b> .....	72
<i>ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПАССИВНОЙ ПРИРОДЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА</i>	
<b>Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов</b> .....	76
<i>ЮРСКО-МЕЛОВАЯ КИНЕМАТИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ ИЗАНАГИ И БУРЕЯ-СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ</i>	
<b>А.Н. Диденко</b> .....	79
<i>ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДАЦИТОВ ОСТРОВА СУЛАВЕСИ, ТИХИЙ ОКЕАН</i>	
<b>Н.В. Дмитриева, В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, А.В. Котляров</b> .....	82
<i>ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КЛИНОПИРОКСЕНОВ В РАЗНЫХ ТИПАХ СОВРЕМЕННЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ОСТРОВА СУЛАВЕСИ, ТИХИЙ ОКЕАН</i>	
<b>Н.В. Дмитриева, В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, А.В. Котляров</b> .....	85
<i>ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ КАК ПРЕДВЕСТНИК ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ</i>	
<b>А.А. Добрынина, С.А. Король, В.А. Саньков, С.А. Борняков, А.А. Рыбченко, А.В. Саньков</b> .....	88
<i>МЕТАПЕЛИТЫ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ САЛМА, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ, РОССИЯ</i>	
<b>К.А. Докукина, В.С. Шешуков, А.Н. Конилов</b> .....	90

<i>ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДОЛЕРИТЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ (ПЕРВАЯ ПРЯМАЯ U-РЬ ОЦЕНКА ВОЗРАСТА)</i>	
<b>Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, Е.Е. Бадашкова, А.М. Мазукабзов, У.С. Ефремова</b> .....	92
<i>МАКРО- И МИКРОХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕСЧАНИКОВ ПАЛЕОЦЕНОВОГО ФРАГМЕНТА РАЗРЕЗА НОВОРОССИЙСКО-АНАПСКОГО ФЛИША (ПОБЕРЕЖЬЕ ЧЕРНОГО МОРЯ, «СКАЛА КИСЕЛЕВА»)</i>	
<b>А.В. Драздова, Т.В. Романюк</b> .....	95
<i>МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМАЛЬНОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРОГРАММЫ GEOTHERM</i>	
<b>А.М. Дымшиц, Е.А. Черкашин</b> .....	98
<i>ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР, КОНТРОЛИРУЮЩИХ ПОРФИРОВЫЕ РУДНЫЕ ОБЪЕКТЫ</i>	
<b>С.В. Ефремов, А.Н. Горячев, А.Е. Будяк, С.Ю. Скузоватов, А.В. Блинов</b> .....	100
<i>ОБОСНОВАНИЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ТРЕХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТОЛЩ В СОСТАВЕ ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ САРМИНСКОЙ СЕРИИ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
<b>У.С. Ефремова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, А.В. Иванов, Н.В. Брянский</b> .....	103
<i>СУБДУКЦИОННЫЕ МЕЛАНЖИ АЛАМБАЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ САЛАИРА: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ</i>	
<b>Ф.И. Жимулев, А.В. Корсаков, А.С. Степанов, А.В. Котляров, М.А. Фидлер, Н.А. Бехтерев</b> .....	106
<i>СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ: ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ</i>	
<b>В.Д. Зиндобрый, М.М. Буслов</b> .....	108
<i>ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ</i>	
<b>М.Ю. Зубков</b> .....	111
<i>ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЛЮДЯНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ПО ДАННЫМ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ (U-РЬ В АПАТИТЕ, ГРАНАТЕ И ТИТАНИТЕ) И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЙ (ТРЕКИ ДЕЛЕНИЯ В АПАТИТЕ) ТЕРМОХРОНОЛОГИИ</i>	
<b>А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, Л.З. Резницкий, Н.В. Брянский, А.А. Каримов, А.С. Мальцев, К.Г. Ерофеева, А.С. Дубенский, С.В. Малышев, Л.П. Семенова</b> .....	114
<i>ЖДАНОВО – НОВЫЙ ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ НИЖНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ПРЕДБАЙКАЛЬЕ</i>	
<b>А.Ю. Казанский, А.А. Щетников, Г.Г. Матасова, И.А. Филинов, Н.Е. Бердникова, И.М. Бердников</b> .....	117
<i>КРУПНЫЙ РЕЧНОЙ ЭТАП В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КАЙНОЗОЯ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА</i>	
<b>А.Ю. Казанский, А.А.Щетников, И.А. Филинов, Г.Г. Матасова</b> .....	119
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ К ВОПРОСУ О ТЕРМАЛЬНОЙ ИСТОРИИ ОРОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i>	
<b>И.В. Кармышева, Д.В. Семенова, Е.А. Пронякин, В.Г. Владимиров Р.А. Шелепаев</b> .....	121
<i>ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК РАЗВИТИЯ ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ: ПОИСК ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ РАЗЛИЧИЙ</i>	
<b>А.М. Козловский, В.В. Ярмолук, В.М. Саватенков</b> .....	124

<i>К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ТИМАНСКОГО КРЯЖА (ВОЗВЫШЕННОСТИ ДЖЕЖИМ-ПАРМА И ЧЕТЛАССКИЙ КАМЕНЬ)</i> <b>А.В. Колесников, И.В. Латышева, А.В. Шацлло, Н.Б. Кузнецов, В.Н. Паньков, В.А. Панькова</b> .....	127
<i>ПРИЗНАКИ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ И ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В БАЛЕЙСКОМ РАЙОНЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> <b>А.Т. Корольков</b> .....	130
<i>ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА ДЛЯ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ, ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИЯ</i> <b>С.И. Костровицкий, Т.В. Калашникова</b> .....	133
<i>СИЛУР-ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАЛЕДОНИД И ГЕРЦИНИД ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА</i> <b>П.Д. Котлер, В.А. Пенкина, М.Д. Царева, С.В. Хромых, А.В. Куликова</b> .....	136
<i>РТ-ТРЕНДЫ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ ОБЬ-ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ)</i> <b>П.Д. Котлер</b> .....	138
<i>ФРАГМЕНТЫ ОСТРОВОДУЖНЫХ ОФИОЛИТОВ В СТРУКТУРЕ САЛАИРА</i> <b>А.В. Котляров, Ф.И. Жимулев, А.А. Хуурак, М.А. Фидлер</b> .....	140
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДОКЕМБРИЯ ИГАРСКОГО ПОДНЯТИЯ (северо-западная окраина Сибирской платформы)</i> <b>Б.Б. Кочнев, А.Б. Кузьмичев, Д.В. Семенова, В.В. Марусин</b> .....	142
<i>ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ГОРНОГО АЛТАЯ</i> <b>Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида, С.Н. Руднев, Е.И. Михеев</b> .....	144
<i>КАЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ШИРИНЫ АШИНСКО-СЫЛВИЦКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА (ПОЗДНИЙ ВЕНД) НА УРАЛЬСКОЙ ПЕРИФЕРИИ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> <b>Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк</b> .....	146
<i>ЗАПУТАННАЯ ИСТОРИЯ О ВОЗРАСТЕ ГАРЕВСКОГО ГРАНИТНОГО ПЛУТОНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОПУБЛИКОВАННЫХ ДАННЫХ, ПОПЫТКА ВОСПРОИЗВЕСТИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКУЮ ДАТИРОВКУ, ВОПРОС О ПРИСУТСТВИИ ВЫХОДОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ В ЗААНГАРЬЕ</i> <b>А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова</b> .....	149
<i>ШРЕНКОВСКИЙ «ВЫСТУП РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ» В ССЗ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО- ТАЙМЫРСКОГО ПОЯСА: ОПУБЛИКОВАННЫЕ ДАННЫЕ, ИХ ВОЗМОЖНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ, ПОЛЕВЫЕ ВПЕЧАТЛЕНИЯ 2023 ГОДА</i> <b>А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова, А.С. Васильев, Д.А. Сарапулова</b> .....	151
<i>ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БИМОДАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА НА ДЕВОНСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ РУДНЫЙ АЛТАЙ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, U-рЬ ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ</i> <b>М.Л. Куйбида, В.А. Яковлев, Я.Ю. Шелепов, А.В. Чугаев, В.И. Викентьев</b> .....	153
<i>ЧАУСТИНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ</i> <b>А.В. Куликова, Е.С. Рубанова, М.М. Буслов, А.В. Травин, Д.В. Семенова</b> .....	155
<i>АМУДЖИКАНСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ</i> <b>А.М. Ларин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, В.М. Саватенков, С.Д. Великославинский, А.А. Сорокин, Н.Г. Ризванова, Н.А. Сергеева, Н.Ю. Загорная</b> .....	157

<i>U-РЬ ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПЕСЧАНИКОВ КЕБЕКТИНСКОЙ СЕРИИ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)</i> <b>И.В. Латышева, А.В. Шаццлло, И.В. Федюкин, Д.В. Рудько, Т.В. Ромانيук, Н.Б. Кузнецов, А.С. Новикова, А.С. Дубенский</b> .....	160
<i>МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ ПО НОВЫМ ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАНЫМ ДЛЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА</i> <b>И.Е. Лебедев</b> .....	163
<i>ФЛИШ ЮЖНО-ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ) И ВНУТРЕННИХ КАРПАТ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИКИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ</i> <b>М.Г. Леонов</b> .....	165
<i>ПОЗДНЕРИФЕЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ (вести с полей и не только)</i> <b>Е.Ф. Летникова, А.Г. Дорошкевич, А.В. Иванов, И.А. Избродин, А.Э. Изох, К.К. Колесов, Д.А. Кошкарёв, И.Р. Прокопьев, И.В. Серов, И.С. Шарыгин, С.И. Школьник</b> .....	168
<i>ПАЛЕООБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА ЖЕЛЕЗИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА</i> <b>И.И. Лиханов</b> .....	171
<i>ПЕТРОГЕНЕЗИС, U-РЬ ВОЗРАСТ И Lu-Hf СИСТЕМАТИКА ПОРОД ГАРЕВСКОГО КОМПЛЕКСА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> <b>И.И. Лиханов</b> .....	174
<i>ЛИНЕЙНЫЕ СТРУКТУРЫ В БУХТЕ СОЛОНЦОВОЙ НА ОЗ. БАЙКАЛ ПО ДАНЫМ ПОДВОДНОЙ ВИДЕОСЪЕМКИ</i> <b>О.В. Лунина, К.М. Кучер, Т.В. Наумова, Т.Я. Ситникова</b> .....	177
<i>ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ НА СТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ «ОВАЛ» (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН)</i> <b>А.М. Мазукабов, Е.В. Склярёв, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская</b> .....	180
<i>ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД И U-РЬ ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ЧЕРНОМОРСКОЙ СЕРИИ (БОЛЬШОЙ СОЧИ)</i> <b>Е.И. Махния, Е.В. Карелина</b> .....	182
<i>ЗОЛОТО В БАЗАЛЬТАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПЕРВЫЕ ДАНЫЕ)</i> <b>А.Я. Медведёв</b> .....	185
<i>ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ВОПРОСЫ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ</i> <b>О.Р. Минина, Н.А. Доронина, В.С. Ланцева, Т.А. Гонегер</b> .....	187
<i>U-РЬ ВОЗРАСТ СВЯТОНОСИТОВ П-ОВА СВЯТОЙ НОС (ОЗ. БАЙКАЛ)</i> <b>Е.И. Михеев, А.В. Травин, А.С. Мехоношин, Я.Ю. Шелепов, А.В. Куликова, А.Н. Пырёв, А.В. Карпов</b> .....	190
<i>ГАББРОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ТУВЫ: СВОДКА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАТИРОВОК</i> <b>А.А. Монгуш</b> .....	192
<i>ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И U-РЬ ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КАРБОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> <b>З.Л. Мотова, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, В.Б. Хубанов</b> .....	195
<i>РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА: СООТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ В РАЙОНЕ Si-Mo МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭРДЭНЭТ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)</i> <b>А.С. Новикова, А.М. Козловский, В.В. Ярмлюк, Е.Б. Сальникова, А.В. Травин</b> .....	198



<i>ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТОВ ЦИРКОНА В ПЕСЧАНИКАХ ДАТСКОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА НОВОРОССИЙСКО-АНАПСКОГО ФЛИША</i> <b>А.С. Новикова, Т.В. Романюк</b> .....	201
<i>О ВОЗРАСТЕ МЕТАВУЛКАНИТОВ ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)</i> <b>Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин, Е.Б. Сальникова</b> .....	204
<i>ДВА ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ КУОНАМСКОЙ КРУПНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ. ТЕСТИРОВАНИЕ ГИПОТЕЗЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫМ МЕТОДОМ</i> <b>А.М. Пасенко, В.Э. Павлов, И.В. Федюкин</b> .....	206
<i>ЖАРМА-САУРСКАЯ ЗОНА: СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)</i> <b>В.А. Пенкина, П.Д. Котлер, С.В. Хромых, А.В. Куликова</b> .....	208
<i>МИНЕРАЛЬНО-ФАЗОВЫЕ СОСТАВЫ, ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТОБАЛИТОВОГО КЛИНКЕРА И ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПАРАЛАВ В ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ ХАМАРИН-ХУРАЛ-ХИД, ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ</i> <b>И.С. Перетяжко, Е.А. Савина, В.Е. Глушкова</b> .....	211
<i>ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ГРАУВАККОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)</i> <b>А.А. Перфилова, И.Ю. Сафонова</b> .....	213
<i>РУДОНОСНЫЕ РАСПЛАВЫ И ФЛЮИДЫ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> <b>И.Р. Прокопьев, А.Г. Дорошкевич, А.Е. Старикова</b> .....	215
<i>КАЛЬЦИЕВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ АНКРАМИТОВОЙ СЕРИИ В ДОКЕМБРИЙСКИХ БЛОКАХ УРАЛА</i> <b>Е.В. Пушкарев</b> .....	217
<i>АДАКИТЫ: ОТ МИГМАТИТОВ ДО ГИПАБИССАЛЬНЫХ ТЕЛ – СИНКИНЕМАТИЧЕСКАЯ СЕРИЯ В СТРУКТУРЕ МАМСКО-НЮРУНДУКАНСКОЙ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i> <b>А.А. Разумовский, А.А. Федотова, П.Я. Азимов, Е.В. Хаин, А.В. Сомскова, О.В. Астраханцев</b> .....	219
<i>СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ В РАЗВИТИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВИТИМСКОЙ И ДАРИГАНГСКОЙ РАСПЛАВНЫХ АНОМАЛИЙ: ОБОСНОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ВОЗМОЖНОСТИ ПОДЪЕМА ФЛЮИДОВ НИЖНЕЙ МАНТИИ ПОД БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНОЙ, СРЕДНИМ И СЕВЕРНЫМ БАЙКАЛОМ</i> <b>С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина, Е.П. Чебыкин, А.М. Ильясова</b> .....	222
<i>СУЩЕСТВОВАЛ ЛИ В ДАНИИ (РАННИЙ ПАЛЕОГЕН) ЭРОДИРУЕМЫЙ КРЫМСКО- КАВКАЗСКИЙ ОРОГЕН?</i> <b>Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов, П.А. Прошина, И.В. Латышева, И.В. Федюкин, А.В. Шацилло, А.С. Новикова</b> .....	224
<i>ФРАГМЕНТЫ ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИХ ДУГ В ЧАРСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА</i> <b>И.Ю. Сафонова</b> .....	227
<i>РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ ПРИ РАЗВИТИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСТРОВНЫХ ДУГ ТИХОГО ОКЕАНА (ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)</i> <b>В.А. Симонов, Н.В. Дмитриева, И.Ю. Сафонова, А.В. Котляров</b> .....	229
<i>ГИГАНТСКАЯ ВИЛЮЙСКАЯ МОРФОСТРУКТУРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА</i> <b>А.В. Сметанин, А.К. Марченко</b> .....	232

<i>ИСТОЧНИКИ ПЕРМСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕРЕИНСКОЙ СВИТЫ ПРИАМУРСКОГО ФРАГМЕНТА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА</i> <b>Ю.В. Смирнов, Ю.Н. Смирнова, В.А. Заика</b> .....	233
<i>МИНЕРАЛЬНЫЕ МАРКЕРЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА УЛАН-ЖАЛГА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> <b>П.А. Солотчин, Э.П. Солотчина, А.А. Щетников, М.А. Ербаева, И.В. Даниленко</b> .....	236
<i>ТЕКТОНИКА АРКТИЧЕСКИХ ОКРАИН ЧУКОТКИ, АЛЯСКИ И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ АМЕРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА</i> <b>С.Д. Соколов, Л.И. Лобковский, М.И. Тучкова, М.В. Лучицкая, Г.В. Леднева</b> .....	238
<i>РЕАЛИИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АКРИТАРХ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ ОКРАИННЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> <b>А.М. Станевич</b> .....	240
<i>ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАГДАРИНСКОЙ СИНФОРМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> <b>В.С. Ташлыков, О.Р. Минина, Н.А. Доронина</b> .....	243
<i>ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА РАЗРЫВНО-ТРЕЩИННЫХ СТРУКТУР</i> <b>Т.Ю. Твергинова</b> .....	246
<i>ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ГНЕЙСОГРАНИТНОГО МАССИВА ШОНГЧАЙ, СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ</i> <b>А.В. Травин, Н.Н. Мурзинцев</b> .....	249
<i>ЭВОЛЮЦИЯ УЛУТАУСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ – ЭДИАКАРИИ</i> <b>А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, Н.А. Каныгина, Е.Ф. Летникова, А.Н. Журавлев, К.А. Третьякова</b> .....	252
<i>ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ</i> <b>М.И. Тучкова, С.Г. Сколотнев, С.Д. Соколов, А.В. Моисеев</b> .....	255
<i>ГЕОХИМИЯ, Sr-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И Ar-Ar ВОЗРАСТ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ НЕРЧИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> <b>Е.Н. Федерегина, А.А. Воронцов, С.И. Дриль, С.А. Сасим</b> .....	257
<i>ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЫСОКОЧИСТОГО КВАРЦА</i> <b>А.М. Федоров</b> .....	260
<i>КЕМБРИЙСКИЕ ОСТРОВДУЖНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ</i> <b>Ю.Ф. Филиппов, С.В. Сараев, В.А. Симонов, А.В. Котляров</b> .....	263
<i>ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА КАМОВСКОГО СВОДА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ</i> <b>В.А. Фомин, А.В. Струнов, А.Г. Вахромеев</b> .....	266
<i>КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: ИНДИКАТОР ОРОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА СТАДИИ ЗАКРЫТИЯ ОБЪ-ЗАЙСАНСКОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА</i> <b>С.В. Хромых, П.Д. Котлер, Д.В. Семенова, А.С. Волосов, В.А. Пенкина, А.В. Куликова</b> .....	268

<i>АНИЗОТРОПИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ (AMS) НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ТИМАНА – ПРИМЕР «ПРОМЕЖУТОЧНОГО» ТИПА AMS</i>	
<b>А.В. Шацлло, И.В. Латышева, А.В. Колесников .....</b>	<b>271</b>
<i>ГОЛОУСТНЕНСКАЯ СВИТА: СТРАСТИ ПО КОНТАКТУ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ)</i>	
<b>А.В. Шацлло, И.В. Латышева .....</b>	<b>274</b>
<i>ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СИСТИГХЕМСКОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА)</i>	
<b>С.И. Школьник, Е.Ф. Летникова, А.В. Иванов, А.И. Прошенкин, К.К. Колесов.....</b>	<b>277</b>
<i>ПЕТРОГЕНЕЗИС МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГРАНИТОИДАХ САРХОЙСКОГО КОМПЛЕКСА КААХЕМСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i>	
<b>В.А. Яковлев, Е.Д. Зюков, И.В. Кармышева, С.Н. Руднев, Д.В. Семенова.....</b>	<b>279</b>
<i>РАННЕМЕЗОЗОЙСКАЯ БИМОДАЛЬНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ХЭНТЕЙСКОГО СЕКТОРА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i>	
<b>В.В. Ярмолук, А.М. Козловский.....</b>	<b>281</b>
<b>Авторский указатель .....</b>	<b>283</b>



## ЭТАПЫ И ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

И.А. Александров, В.В. Ивин, С.Ю. Будницкий, Е.Ю. Москаленко, В.В. Ивина

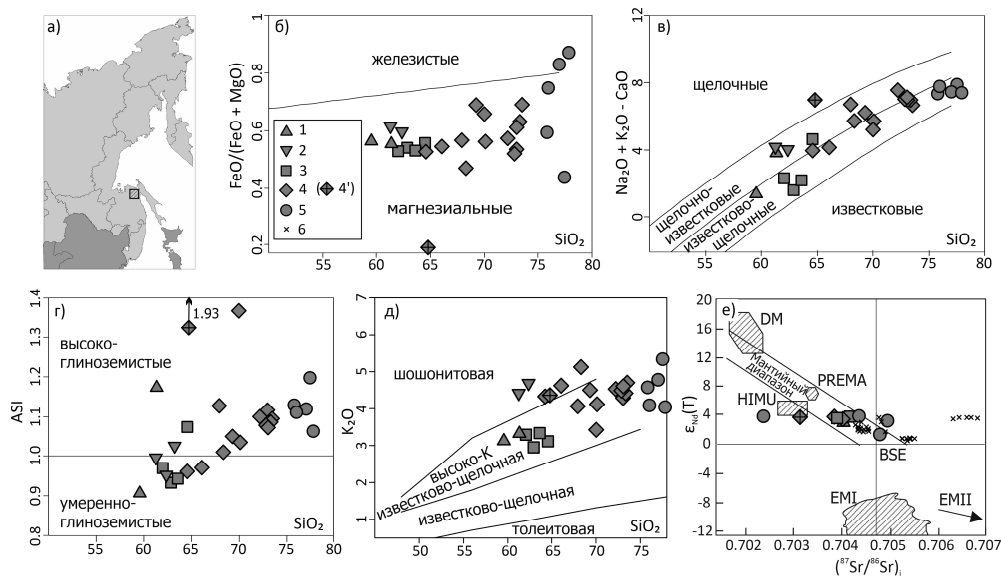
Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, alexandrov@fegi.ru

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс (ВСАВПП) расположен на юге Дальнего Востока, на побережье Татарского пролива и северной части Японского моря на территории Хабаровского и Приморского краев. Магматические породы пояса прорывают и интрузируют отложения раннемеловых террейнов восточной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса. *Sensu stricto* к ВСАВПП относят позднемеловые магматические породы надсубдукционной природы, хотя ряд исследователей включает сюда пространственно совмещенные более молодые (вплоть до плиоцена) магматиты (главным образом вулканиты) разнообразного генезиса. На севере распространение ВСАВПП часто ограничивают устьем Амура [1], несмотря на то, что русло последнего не маркирует какой-либо значимой тектонической границы, а продукты позднемелового магматизма широко представлены в левобережной части (Нижнее Приамурье).

Интрузивные породы ВСАВПП представлены гранитоидами, которые наиболее изучены в южной части пояса (Южное и Центральное Приморье). Недавно был опубликован большой объем данных по гранитоидам Северного Приморья и правобережной части Хабаровского края [2], но для Нижнего Приамурья современные геохимические и геохронологические данные отсутствуют, за исключением опубликованных нами ранее предварительных результатов этого исследования [3].

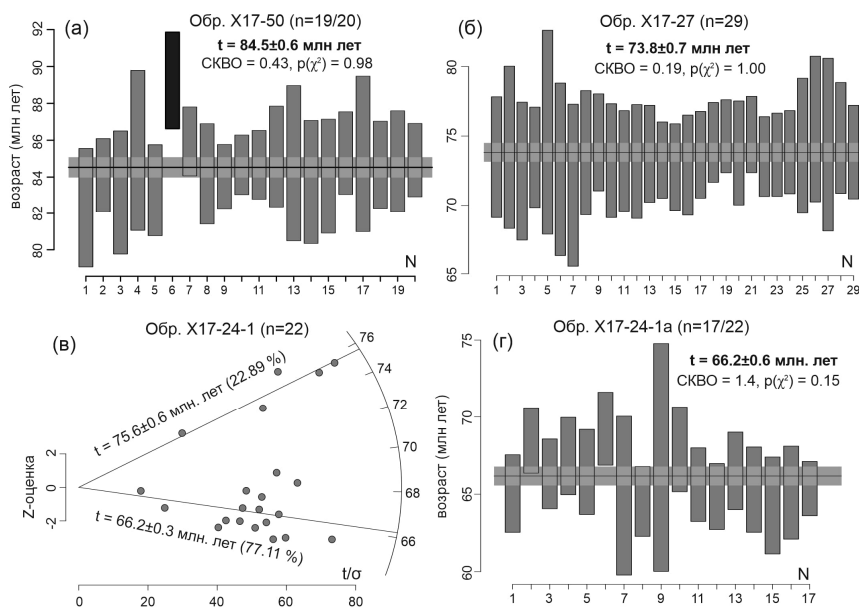
Большинство изученных образцов отобрано в пределах Бекчиулского интрузивного массива – наиболее крупного плутона в Нижнем Приамурье (рис. 1, а), на северо-западном фланге которого находится крупное золотосеребряное месторождение Многовершинное [3]. Породы представлены биотитовыми кварцевыми монцодиоритами и монцонитами, гранодиоритами и монцогранитами. Последние распространены особенно широко, включая высокофракционированные разновидности с содержанием кремнезема до 77.9 вес. % (рис. 1, б–д). Большинство образцов из темноцветных минералов, кроме биотита, содержат роговую обманку, а из аксессуаров – рудный минерал, апатит, титанит и циркон. Породы относятся к железистым известково-щелочным и щелочно-известковым гранитоидам I-типа от умеренно- до высокоглиноземистых (рис. 1, б–г). По содержанию  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  большая часть из них попадает в поле пород высококалиевой известково-щелочной серии, а оставшиеся – шошонитовой (рис. 1, д). Исходя из минерального состава, повышенная глиноземистость может быть связана только с биотитом, так как маркерных для S-гранитов высокоглиноземистых минералов в породах не содержится.

Изученные породы имеют сходные спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), за исключением наиболее дифференцированных разновидностей (с  $\text{SiO}_2 > 75$  вес. %). Фракционированность РЗЭ в среднем увеличивается от кварцевых монцодиоритов к монцогранитам, с максимальной величиной  $(\text{La/Yb})_N$  у последних, достигающей 25 (5–15 для остальных пород). Также в целом наблюдается тренд увеличения отрицательной европиевой аномалии со значениями  $\text{Eu/Eu}^*$  от 0.97 до 0.42. Сумма РЗЭ варьируется от 77 до 175 ppm. Три образца высоко-Si монцогранита деплетированы по отношению к остальным породам РЗЭ, в большей степени – легких и средних. Размер европиевой аномалии у них достигает 0.25, а сумма РЗЭ – 28–43 ppm. На нормированных к примитивной мантии мультиэлементных диаграммах у всех образцов присутствуют отрицательные аномалии Ta, Nb и Ti, а у монцогранитов еще и Ba. На харкеровских диаграммах наблюдаются нисходящие тренды для  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ , CaO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Sr и Ba, которые могут свидетельствовать о фракционировании плагиоклаза, апатита, Fe-Ti оксидов и титанита.



**Рис. 1.** Расположение района исследований (а) и геохимические особенности изученных пород (б–е). Условные обозначения (б–е): 1 – Qtz монцодиориты; 2 – Qtz монцониты; 3 – гранодиориты; 4 – монцограниты (4' – измененные); 5 – высоко-Si граниты ( $\text{SiO}_2 > 75$  вес. %); 6 – эоценовые гранитоиды Восточного Сахалина [4, 5].

Для 11 образцов было выполнено изучение изотопного состава Sr и Nd, а также состава кислорода в кварце. Величина  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  в породах составила от +3 до +3.9, и лишь в обр. X17-36 оказалась значимо ниже, +1.4 (рис. 1, е). Модельный возраст  $T_{\text{Nd}(C)}$  от 567 до 646 млн лет (для обр. X17-36 – 777 млн лет). Исходное соотношение ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> в основном в пределах 0.7040–0.7050, и в целом большинство образцов по исходному составу Sr и Nd попадает в мантийный диапазон (рис. 1, е). Исключение составляет сильно измененный монцогранит из карьера месторождения Многовершинного и два образца с высоким  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (>10), для которых отсутствует прямая изотопная датировка (рис. 1, е). При таких соотношениях Rb/Sr принятый в расчете возраст существенно влияет на рассчитанный исходный состав Sr. Изотопный состав кислорода в кварце варьируется от 7.2 до 8.5 ‰  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ , что соответствует типичным для I-гранитов значениям. Величина  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$  в монцограните X17-36 несколько выше остальных образцов – 9 ‰, т.е. коррелирует с составом Nd и Sr.



**Рис. 2.** Результаты U/Pb-датирования цирконов представительных образцов: (а–б) – диаграммы средневзвешенной оценки возраста обр. X17-50 и X17-27; (в) – радиальная диаграмма оценки возраста обр. X17-24-1а; (г) – диаграмма средневзвешенной оценки возраста молодой популяции циркона обр. X17-24-1а.

Выполнено U/Pb датирование девяти образцов гранитоидов методом LA-ICPMS. На рис. 2 приведены полученные результаты для трех из них, отражающие выявленные этапы (импульсы) гранитоидного магматизма. В целом два образца были датированы возрастом 83.7–84.5 млн лет, четыре образца – возрастом 71.7–73.8 млн лет и еще три образца – 65.8–68.0 млн лет. Следует отметить, что гранитоиды первого этапа почти не содержат ксеногенных зерен циркона, тогда как в более молодых обычно присутствуют популяции унаследованного циркона предыдущих импульсов (рис. 2, в).

Таким образом, гранитоиды самого северного сегмента ВСАВПП формировались в над-субдукционных условиях на протяжении как минимум 20 млн лет в несколько наиболее продуктивных импульсов от 85 до 65 млн лет назад. Породы являются дериватами магм из одного мантийного источника, а своей эволюцией обязаны главным образом фракционной кристаллизации с незначительным масштабом ассимиляции зрелого корового вещества.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда в рамках гранта № 22-17-00198.

- [1] Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1. 572 с.
- [2] Wu J.T.-J., Wu J., Alexandrov I., Lapen T., Lee H.-Y., Ivin V. Continental growth during migrating arc magmatism and terrane accretion at Sikhote-Alin (Russian Far East) and adjacent northeast Asia // *Lithos*. 2022. V. 432–433. 106891.
- [3] Alexandrov I.A., Ivin V.V., Budnitskiy S.Yu., Moskalenko E.Yu. Age of granitoids of the Bekchiul pluton (Lower Amur Region) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2023. V. 14. № 2. 0694.
- [4] Liao J.-P., Jahn B.-M., Alexandrov I., Chung S.-L., Zhao P., Ivin V., Usuki T. Petrogenesis of Mid-Eocene granites in South Sakhalin, Russian Far East: Juvenile crustal growth and comparison with granitic magmatism in Hokkaido and Sikhote-Alin // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 167. P. 103–129.
- [5] Zhao P., Alexandrov I., Jahn B., Liao J.-P., Ivin V. Late Eocene granites in the Central Sakhalin Island (Russian Far East) and its implication for evolution of the Sakhalin-Hokkaido orogenic belt // *Lithos*. 2019. V. 324–325. P. 684–698.



## ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НЕПСКО-БОТУОБИНСКАЯ АНТЕКЛИЗА) В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТА

Т.Э. Багдасарян<sup>1,2</sup>, В.Б. Хубанов<sup>3</sup>, Р.В. Веселовский<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

<sup>2</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, tanya.bagdasaryan@yandex.ru, roman.veselovskiy@ya.ru

<sup>3</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, khubanov@mail.ru

Породы кристаллического фундамента древних платформ служат источником уникальных сведений об их тектонической истории и эволюции магматических процессов. Методы низкотемпературной термохронологии способны выявлять этапы нагрева и охлаждения горных пород в интервале 40–300 °С и дают возможность для реконструкции тектонотермальной эволюции верхних горизонтов земной коры с высокой детальностью. При решении подобного рода задач метод трекового датирования апатита является одним из наиболее востребованных: с его помощью можно оценить время, прошедшее с момента последнего остывания пород ниже 110 °С. Это время может являться отражением как вторичного прогрева пород фундамента под влиянием магматических процессов, так и скорости денудации вследствие вертикальных тектонических движений.

Монофракция апатита для трекового датирования была выделена из керна пород кристаллического фундамента Сибирской платформы, отобранного с глубин 1800–2600 м в поисково-разведочных скважинах, пробуренных на углеводородное сырье. Скважины характеризуют северную, западную и центральную части Непско-Ботуобинской антеклизы и распределены вдоль субширотного профиля протяженностью более 500 км.

Полученные значения трекового возраста образуют три кластера: 1) поздний триас – ранняя юра (230.8–179.3 млн лет); 2) конец поздней юры – ранний мел (149.9–121.4 млн лет) и 3) палеоцен (62.3–59.4 млн лет). Данные химического состава зерен апатита из исследованных образцов свидетельствуют, что во всех образцах фторапатит с близким составом, без примеси хлора. Высокие содержания хлора могут быть причиной увеличения трекового возраста [1], однако в данном случае такой зависимости нет.

Позднетриасово-раннеюрский кластер трековых определений совпадает с большей частью значений трекового возраста апатита, полученных по Сибирской платформе в данном исследовании и в работе [2], маркирующих этап воздымания и денудации на всей платформе, который проявился синхронно с деформациями на Таймыре [3]. Примерно в то же время на южной активной окраине Сибирской платформы происходило закрытие Монголо-Охотского океана [4, 5], причем, судя по отсутствию в соответствующих осадочных комплексах Монголо-Охотского океанического бассейна обломочных цирконов моложе 171 млн лет, закрытие этого бассейна произошло на границе ранней и средней юры [5]. Такое масштабное тектоническое событие могло повлиять на термальную эволюцию пород южной окраины Сибирской платформы и отразиться на термальной истории апатита. Кроме этого, результаты геохронологических исследований цирконов из песчаников Иркутского бассейна показали, что к ааленскому веку средней юры (~175 млн лет) вклад обломочного материала, поступавшего в Иркутский бассейн с Сибирской платформы, уменьшился, а из Забайкалья – увеличился, что рассматривается как отражение роста горно-складчатого сооружения Монголо-Охотского пояса [4].

Позднеюрско-раннемеловой трековый возраст апатита может являться отражением остывания пород фундамента южной части Сибирской платформы на этапе тектонической активизации, синхронной с коллапсом Монголо-Охотского орогена и масштабным растяжением литосферы, а также внутриплитной магматической активизацией в Забайкалье. После закрытия Монголо-Охотского океана эволюция рельефа в Забайкалье определялась стадиями развития Монголо-Охотского орогена. В результате коллапса коллизионного орогена, имевшего место 138–111 млн лет назад [6], на территории Забайкалья формируются комплексы метаморфических

ядер [7] и закладываются разновозрастные с ним рифтовые бассейны, что маркирует этап ранне-мелового растяжения [8], охватившего Центральную и Восточную Азию [9]. В Удинском секторе Западно-Забайкальской рифтовой области выделяется до семи этапов позднемезозой-кайнозойского (174–51 млн лет) магматизма, один из которых – раннемеловой – характеризуется значительным объемом излившихся лав [10].

Палеоценовый кластер значений трекового возраста апатита разновозрастен с таковыми для пород Приморского [11] и Баргузинского [12] хребтов Байкальской рифтовой системы, которые маркируют этап охлаждения коры в результате воздымания территории в позднем мелу и палеоцене.

Интерпретация триас-юрских и палеоценовых трековых возрастов в образцах керн из соседних близко расположенных скважин представляет отдельную задачу. Такой сценарий может рассматриваться как следствие (а) блокового строения фундамента, что представляется наименее вероятным, (б) высоких концентраций урана в пробах с молодым возрастом, (в) низкотемпературных (гидротермальных?) событий на периферии платформы. Решение этого вопроса требует проведения дополнительных термохронологических исследований на юге Сибирской платформы, однако следует отметить, что подобный контраст значений трекового возраста апатита в пространственно совмещенных пробах известен в практике трековой термохронологии платформенных областей [1, 13], где также неоднозначен в плане тектонической интерпретации.

- [1] *Malusà M.G., Fitzgerald P.G.* Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology // Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer, Cham, 2019. 393 p.
- [2] *Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З.* Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керн глубоких скважин // Физика Земли. 2009. № 10. С. 79–96.
- [3] *Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.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.
- [4] *Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.M., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzannikov S.G., Pavlova L.A.* Early to Middle Jurassic History of the Southern Siberian Continent (Transbaikalia) Recorded in Sediments of the Siberian Craton: Sm-Nd and U-Pb Provenance Study // Bulletin de la Société Géologique de France. 2017. V. 188. № 1–2. P. 1–29.
- [5] *Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W., Yang H.* Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: Constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 58–78.
- [6] *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.
- [7] *Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kroner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Pomarchuk V.A., Badarch G. et al.* Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of the Geological Society, London. 2008. V. 165. P. 405–421.
- [8] *Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S.* Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: Insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // Geoscience Frontiers. 2022. V. 13. 101254.
- [9] *Wang T., Guo L., Zheng Y., Donskaya T., Gladkochub D., Zeng L., Li J., Wang Y., Mazukabzov A.* Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U-Pb ages from metamorphic core complexes // Lithos. 2012. V. 154. P. 315–345.
- [10] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю.* Позднемезозойский – кайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 920–946.
- [11] *Van der Beek P., Delvaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G.* Early Cretaceous denudation related to convergence tectonics in the Baikal region, SE Siberia // Journal of the Geological Society. 1996. V. 153. P. 515–523.
- [12] *Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V.* How old is the Baikal Rift Zone? Insights from apatite fission track thermochronology // Tectonics. 2009. V. 28. TC3008.
- [13] *Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Botsyun S., Travin A.V., Yudin D.S., Samsonov A.V., Stepanova A.V.* Thermochronology and exhumation history of the northeastern Fennoscandian shield since 1.9 Ga: evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and apatite fission track data from the Kola Peninsula // Tectonics. 2019. V. 38. P. 2317–2337.





## ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА В САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Р.А. Бадмацыренова

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

Венд-ордовикские образования в Саяно-Байкальской складчатой области широко развиты и представлены монотойским габбровым комплексом в Хамар-Дабанской СФЗ и Хилок-Витимской СФЗ.

По существующим ныне представлениям, отраженным в легендах геологических карт третьего поколения, монотойский габбровый комплекс слагают габбро, габбро-диориты, редко – анортозиты, троктолиты, горнблендиты, пироксениты и перидотиты [4]. Породы комплекса широко распространены в Хилок-Витимской и Хамар-Дабанской СФЗ, слагая многочисленные мелкие ксенолиты в разновозрастных гранитоидах и ряд небольших массивов (например, Урлукский) площадью до 100 – 150 км<sup>2</sup>. В северо-восточной части листа, в бассейнах рек Удунга, Мантуриха, Большая Речка, прослеживается субмеридиональная цепочка массивов монотойского комплекса: Шильдырхейский (петротип монотойского комплекса), Хоштогольский, Мантурихинский, Большереченский и ряд более мелких массивов. Форма массивов неправильная или близкая к изометричной.

Шильдырхейский массив образует в плане тело округлой формы, восточная часть которого отсечена от карбонатных пород прямолинейной зоной разрывного нарушения – Удунгинской зоной разломов субмеридионального простирания. Породы массива прорывают терригенно-карбонатные отложения темникской свиты кембрия и сами находятся в ксенолитах среди среднекаменноугольных гранитоидов позднеджидинского комплекса. Интрузия площадью около 20 км<sup>2</sup> занимает центральную часть мультимасштабного прогиба, непосредственно контактируя с юга, запада и севера с карбонатными образованиями. По отношению к складчатой структуре ее можно рассматривать как полусогласное тело. Породы Шильдырхейского массива представлены ультрамафитовыми, субультрамафитовыми и мафитовыми группами пород, различающихся по минеральному и химическому составу. Ультрамафитовая группа пород объединяет плагиодуниты и плагиоперидотиты (плагиоверлиты). К субультрамафитовой группе отнесены меланократовые разновидности троктолитов и оливиновых габбро. Мафитовая группа представлена анортозитами, троктолитами, габбро и габбро-норитами.

Породы монотойского комплекса прорывают терригенно-карбонатные отложения темникской свиты кембрийского возраста, а сами слагают ксенолиты среди позднепермских гранитоидов бичурского комплекса. Изотопный возраст их, определенный самарий-ниодимовым изохронным методом, составляет (млн лет): Шильдырхейский массив – 496.0±28 [3], Хоштогольский массив – 508±42 [2]. Возраст комплекса принят как раннепалеозойский.

Карбон-триасовые образования развиты в основном в пределах Хилок-Витимской СФЗ, где представлены бичурским габбро-монцонит-гранитовым комплексом.

Петротипом комплекса является Бичурский массив, расположенный в среднем течении р. Бичура. Массив имеет неправильную форму общей площадью около 500 км<sup>2</sup>. Массив трехфазный. Породы первой фазы образуют небольшие тела в северной части массива. Они представлены мелко- и среднезернистыми массивными, реже – пятнистыми монцогаббро. Породы второй фазы слагают значительную (около 30 %) часть массива. Представлены они в основном кварцевыми монцонитами, реже – двуполевошпатовыми кварцевыми сиенитами и сиенитами. Для пород второй фазы характерно широкое развитие включений ксенолитов ранних габброидов. Породы третьей фазы слагают большую часть массива. Представлены двуполевошпатовыми биотит-амфиболовыми гранитами, мелко- и среднезернистыми розовато-серой окраски. Контакты гранитов с породами второй фазы четкие интрузивные. Вмещающие породы –

вулканогенные отложения тамирской и унгуркуйской свит. В экзоконтакте массива они сильно ороговикованы. Ширина экзоконтактной зоны около 100 м.

Позднепермский возраст пород бичурского комплекса установлен на основании эруптивных контактов их с ниже- и верхнепермскими вулканитами унгуркуйской и тамирской свит, а с другой стороны – прорывания щелочными сиенитами куналейского комплекса раннего триаса.

Урлукский массив, отнесенный к моностойскому комплексу по [4], сложен очень свежими среднезернистыми габброидами, местами хорошо выражена трахитоидность, иногда слабая полосчатость. Состав пород варьируется от габбро-норитов до оливиновых габбро и меланотроктолитов. Также наблюдаются мелкозернистые амфиболовые габбро. Обследованные габброиды представляют собой изолированный коренной выход, расположенный в поле развития кислых туфов тамирской свиты. По своей морфологии данный выход имеет овальную форму. По длинной оси протяженность примерно 1 км, по короткой – 0.6 км, простирается почти в субмеридиональном направлении. Возраст пород составляет  $246.8 \pm 2.2$  млн лет [1].

Полученные данные по абсолютному возрасту габброидов ставят вопрос об объеме раннепалеозойского моностойского комплекса. Весьма вероятно, что часть интрузивов, в настоящее время отнесенных к моностойскому комплексу, имеют более молодой возраст и относятся к первой фазе бичурского комплекса.

- [1] *Бадмацыренова Р.А.* Изотопная геохронология Урлукского габбрового массива // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. С. 10.
- [2] *Бесова М.В.* Джидинский рудный район. Иркутск, 1933.
- [3] *Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибиер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А.* Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565–1577.
- [4] *Платов В.С., Терещенков В.Г. и др.* Подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) бассейна нижнего течения реки Селенги, листы М-48-V и VI: Отчет Улан-Удэнской партии за 1994–2001 гг. Улан-Удэ, 2002.



## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

А.К. Бронников<sup>1</sup>, М.Ю. Носырев<sup>1</sup>, А.Н. Диденко<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,  
bronnikovak1992@gmail.com

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

В последние годы ИТиГ ДВО РАН на территории Южного Приморья было выполнено девять профилей магнитотеллурического зондирования (МТЗ) субширотной и субмеридиональной ориентировки [1, 2]; измерения были проведены на 376 станциях. Одновременно был выполнен расчет плотностной модели литосферы Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП) [3]. Это позволило начать совместную интерпретацию МТЗ и гравиметрических данных [4].

Представляемая работа имеет две главные задачи: во-первых, на основе совместной интерпретации геоэлектрической и плотностной моделей дать характеристику, предварительную, особенностей глубинного строения литосферы южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса и сопредельного с ним Ханкайского массива до глубины 120–130 км; во-вторых, наметить ряд методических особенностей такого подхода с точки зрения соотношения геоэлектрических и плотностных неоднородностей земной коры и мантии, которые могут быть использованы при интерпретации комплекса геофизических данных при изучении глубинного строения на территории Дальнего Востока.

МТЗ было проведено в широком частотном диапазоне от 10 кГц до 0.001 Гц электро-разведочной станцией MTU-5A производства фирмы Phoenix Geophysics (Канада). Расстояние между пунктами зондирования составляло около 5 км. Интерпретация данных МТЗ проводилась с использованием программы 3D инверсии ModEM [5]. Расчет был разбит на два этапа. На первом этапе базовая модель, учитывающая влияние Японского моря (в правую часть модели был добавлен слой низкого сопротивления 0.3 Ом×м), была рассчитана с использованием только данных магнитного типпера. На втором этапе результирующая модель предыдущего шага была взята как базовая, а в качестве исходных данных инверсии использовался импеданс.

Плотностная модель региона построена с использованием программного комплекса Коскад-3Д (алгоритм статистической оценки положения аномалиеобразующих объектов на основе метода Б.П. Андреева) [6]. Дополнительно для выделения отдельных слабовыраженных плотностных границ и фокусирования некоторых особенностей распределения плотности, особенно в верхней мантии, для разрезов был рассчитан ряд дополнительных параметров: градиент изменения плотности вдоль профиля, градиент изменения плотности по глубине, аналитический сигнал (АС). Для анализа соотношения плотностных и геоэлектрических неоднородностей был рассчитан коэффициент ранговой корреляции (КРК) между электрическим сопротивлением и относительной плотностью.

В геологическом плане изученная территория охватывает южную часть Сихотэ-Алинского орогенного пояса и приконтактную часть расположенного с запада Ханкайского массива [7].

В целом геоэлектрические разрезы на уровне земной коры характеризуются высоким электрическим сопротивлением (ЭС) – свыше 1000 Ом×м, однако при этом дифференциация этого параметра очень большая (от десятков до десятков тысяч Ом×м). Земная кора по ЭС делится на ряд блоков, различающихся средним уровнем при его общих высоких значениях. Блоки, как правило, разделены контрастно проявленными проводящими зонами, часть из которых развита в верхней части коры (10–20 км), другие достигают верхней мантии. Значительная часть таких проводящих зон совпадает с известными глубинными разломами. Однако в целом с точки зрения проявленности региональных разломов в данных МТЗ ситуация далеко не однозначна. Некоторые крупные разломные зоны или их протяженные отрезки не сопровождаются зонами

проводимости. Возможно, это связано с тем, что данные разломы находятся в областях регионального сжатия.

Ширина проводящих зон в земной коре составляет первые десятки километров, падение практически всегда вертикальное. Также в земной коре проявляются и отдельные площадные зоны проводимости. В верхней части разреза это всегда впадины, выполненные кайнозойскими осадками или, реже, блоки мезозойских осадочных пород. На глубине такие проводящие области связаны, скорее всего, с областями с повышенной насыщенностью флюидами.

Верхняя мантия имеет сложное строение, характеризуется наличием областей как пониженного, так и повышенного ЭС. Эти области сменяют друг друга в широтном направлении и ограничиваются контрастными глубинными геоэлектрическими границами широтной ориентировки. Области повышенного сопротивления имеют ширину 100–130 км, начинаются на побережье и прослеживаются под всем САОП. К границе с Ханкайским массивом эти неоднородности мантии нивелируются.

Выделены принципиально два типа пространственного соотношения аномалий электропроводности и плотности.

1) аномалии электропроводности пространственно совпадают с плотностными неоднородностями, и это, очевидно, связано с геологическими телами (блоками) с определенными физическими свойствами;

2) аномалии электропроводности совпадают с границами плотностных неоднородностей, с областями резкого изменения плотности коромантийных или коровых блоков, и в этом случае фиксируют области тектонического контакта блоков, характеризующиеся общей деструкцией и повышенной флюидонасыщенностью.

В пределах земной коры и верхней мантии выделяются следующие физические неоднородности:

– субвертикальные коромантийные петроплотностные границы, совпадающие со сквозными зонами проводимости, интерпретируются как системы крупных разломов;

– зоны повышенного сопротивления в земной коре, совпадающие с зонами пониженной плотности, отвечают областям, насыщенным гранитными интрузиями;

– преимущественно коровые или захватывающие верхи мантии зоны низкого сопротивления, совпадающие иногда с интенсивными зонами разуплотнения, связываются с зонами деструкции и флюидонасыщенности земной коры в областях интенсивного вулканизма;

– относительно пологие границы по электрическому сопротивлению, совпадающие с петроплотностными границами в основном на разных глубинах земной коры, могут быть связаны с не выходящими на поверхность пологими разломами, границами между крупными породными единицами в разрезе, кровельными (подошвенными) областями крупных интрузий;

– зоны высокого сопротивления, совпадающие с зонами повышенной плотности, вероятнее всего, фиксируют ареалы базит-ультрабазитового магматизма;

– зоны разуплотнения в верхней мантии, совпадающие с неоднородностями по электрическому сопротивлению, интерпретируются как области преобразования мантийного вещества в надсубдукционном клине, как пути движения расплавов и флюидов.

В результате совместной интерпретации геоэлектрических и плотностных данных уточнена или получена новая информация о строении земной коры и верхней мантии южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса и сопредельного с ней Ханкайского массива, их физических характеристиках:

1) уточнены границы тектонических блоков, выделены скрытые границы, прослежено их распределение как по латерали, так и на глубину. Проанализировано проявление в данных МТЗ основных глубинных разломов, известных на площади;

2) показано различие плотностных и электрических характеристик основных и второстепенных разломов;

3) установлена дифференциация мантии по ЭС, выделены региональные зоны повышенного сопротивления субширотной ориентировки, протягивающиеся от побережья в глубь континента. На глубинах 70–100 км намечена падающая на запад граница в верхней мантии, которая разделяет ее на два горизонта с различной плотностной и геоэлектрической характеристикой;

4) определен ряд принципиальных пространственных соотношений аномалий электропроводности и плотности.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00023). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение госзаданий ИТиГ ДВО РАН (темы НИР № 121021000095-1, № 121021000094-4) и ГИН РАН (тема № FMMG-2023-0010).

- [1] Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Северного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 4. С. 18–37.
- [2] Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 5. С. 31–47.
- [3] Диденко А.Н., Носырев М.Ю. Плотностная структура литосферы Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 66–71.
- [4] Каплун В.Б., Носырев М.Ю. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований и плотностного моделирования // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 6. С. 65–81.
- [5] Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences. 2014. V. 66. P. 40–53.
- [6] Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3Д». Версия 2018.1. Ч. 1. М.: МГРИ, 2018. 136 с.
- [7] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с., Кн. 2. 409 с.



## СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОРОГЕННОГО ТИПА СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЫКАН)

А.Е. Будяк, Ю.И. Тарасова

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

Все крупные золоторудные месторождения Бодайбинского золоторудного района (БЗР) объединяет то, что они расположены в зоне зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Наиболее изученным представителем является месторождение Сухой Лог, по названию которого месторождения объединены в единый «Сухоложский» генетический тип (СГТ). Считалось, что формирование золоторудных объектов БЗР возможно исключительно в пределах границ зеленосланцевой фации, что существенно сокращает перспективность поисковой деятельности. В конце XX в. в результате тематических поисковых работ под руководством А.И. Иванова было обнаружено два месторождения коренного золота (Ыкан и Ожерелье), локализованных в условиях, превышающих зеленосланцевую фацию метаморфизма. Эти открытия поставили под сомнение взгляды о метаморфическом контроле месторождений в БЗР.

В данной работе представлено исследование эволюции минералогического состава месторождения Ыкан и его сопоставление с изученным ранее месторождением Красный [1], являющимся типичным представителем месторождений СГТ.

По результатам исследований было выделено пять основных стадий формирования минеральных ассоциаций на месторождении Ыкан, что в значительной степени повторяет стadiйность формирования месторождения Красный (рисунок):

**Стадия 1.** Ранняя низкотемпературная стадия формирования месторождения отмечалась на этапе осадконакопления и диагенетического преобразования осадочной толщи. Согласно [2], возраст отложений аунакитской свиты ~590–570 млн лет, соответственно, данный возрастной интервал может быть принят как время формирования фрамбоидов пирита-1 (Py-1), обогащенного золотом и рядом редких элементов (RE) (As, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, Cr). Согласно представлениям [3], формирование фрамбоидов связано с осаждением из коллоидных растворов на раннем этапе седиментации.

**Стадия 2.** К следующей дорудной стадии относятся низкотемпературные (не выше метатенеза) региональные преобразования вмещающих пород, в результате которых происходила дегидратация осадков и миграция флюида в сводовые части антиклинальных структур. Происходит формирование мелкозернистых кубической формы кристаллов пирита-2 (Py-2), содержащих микрозернистое золото и наследующих повышенные концентрации элементов, характерных для Py-1 (Pb, Zn, Ag, Co, Ni, Cr, As, Au). Начальная температура кристаллизации кубического пирита может составлять ~100 °C [4], ввиду чего появление Py-2 фиксирует региональные изменения осадков, отвечающих стадии метатенеза ( $P \sim 1$  кбар,  $T = 90\text{--}110$  °C). Повышение  $P$ - $T$ -условий в обозначенных толщах могло происходить в результате увеличения литостатического давления, являющегося следствием накопления вышележащих молассоидных толщ анангской свиты. Данное событие на территории Бодайбинского региона происходило начиная с 570 млн лет (пик ~555 млн лет) [2].

Ранние генерации пирита месторождения Ыкан характеризуются наличием микронного золота до 0.19 мас. % на его поверхности, что аналогично месторождениям СГТ в Бодайбинском районе.

Метаморфический этап развития территории приходится на поздний силур – ордовик [5] и связан с коллизионно-аккреционными процессами на южной периферии Сибирского кратона, приведшими к формированию гранитов мамского комплекса. Метаморфический этап включает в себя прогрессивную и регрессивную (диафторез) стадии.

**Стадия 3.** Раннерудная стадия развития месторождения соответствует этапу прогрессивного метаморфизма в условиях резкого повышения  $P$ - $T$ -параметров (условия гранат-амфиболи-

товой фации метаморфизма). Здесь же были установлены зерна ранней разновидности пирротина-1 (Po-1), повторяющие морфологию Py-1, Py-2, что указывает на процесс пирротинизации. Аналогичные формы выделения Po были установлены ранее на месторождении Красный [1]. Развитие Po происходит в присутствии  $C_{орг}$  и  $H_2O_{мет}$  в составе катагенного флюида с выделением  $H_2S$ ,  $H$ ,  $CO_2$ . Кроме того, при пирротинизации пирита последний теряет практически все примесные элементы, включая золото. Высвобождение S и RE ведет к их перераспределению и обеспечивает последующую кристаллизацию наложенной полиметаллической ассоциации с золотом.

Последующая кристаллизация высокосернистого пирротина-2 (Po-2) и позднего пирита-3 (Py-3) происходила при снижении PT-параметров во флюиде в присутствии серосодержащей фазы. При этом Po-2, так же как его более ранняя низкосернистая разновидность Po-1, не несет благородно- и полиметалльной нагрузки в виде нанофаз на своей поверхности. Такая же закономерность была отмечена на прочих месторождениях СГТ, расположенных внутри изограды зеленых сланцев. Здесь же отмечается появление значительного объема магнетита в ассоциации с сидеритом, халькопиритом (Csp-1), арсенопиритом (Apy-1) и золотом.

этап	дорудный		рудный		посрудный
	I (635)	II (555)	III (450 - 420)	IV (450 - 420)	
стадии возраст (млн.лет)					V (320 - 290)
PT-условия		(T<200°C) (P=1-2kbars)	(T - >500°C)	(T=200-320°C)	(T - до 440°C) (P=0.6 kbars)
минералы / процесс	диагенез	катагенез	прогрессивный метаморфизм	регрессивный метаморфизм	метаморфизм
<b>Кальцит</b>	■				
<b>Доломит</b>	■				
<b>Сидерит</b>				■	■
<b>Анкерит-2</b>				■	■
<b>Кварц</b>					
метаморфический					
дорудный (Qz-1)			■		
метаморфический					
спирудный (Qz-2)			■		
метаморфический					
пострудный (Qz-3)					■
<b>Гранат</b>			■		
<b>Биотит</b>			■		
<b>Мусковит</b>			■	■	
<b>Серицит</b>				■	
<b>Хлорит</b>				■	
Хлорит терригенный	■				
Хлорит метаморфический-1				■	
Хлорит метаморфический-2				■	
<b>Пирит</b>					
пирит-I	■				
пирит-II		■			
пирит-III				■	
пирит-IV				■	
<b>Магнетит</b>				■	
<b>Титаномагнетит</b>				■	
<b>Марказит</b>				■	
<b>Пирротин</b>					
пирротин-I			■		
пирротин-II			■	■	
<b>Халькопирит</b>				■	
<b>Арсенопирит</b>				■	
<b>Сфалерит</b>				■	
<b>Галенит</b>				■	
<b>Пентландит</b>				■	
<b>Теннантит</b>				■	
<b>Тетраэдрит</b>				■	
<b>Золото</b>				■	

Схема формирования рудной минерализации на месторождении Ыкан (черный) в сопоставлении с месторождением Красный (красный) [1].

**Стадия 4.** На собственно рудной стадии, соответствующей регрессивному этапу метаморфизма при снижении РТ-параметров рудной системы, с которой связан процесс диафтореза [6], происходит замещение высокотемпературной минеральной ассоциации (гранат+биотит) на средненизкотемпературную (мусковит+хлорит). Процесс формирования синрудных кварц-сульфидных жил и прожилков находится в диапазоне температур от 220 до 360 °С, что соответствует температурным параметрам, ранее полученным для месторождения Красный. Здесь же происходило формирование Ру-3 совместно с галенитом (Gn), сфалеритом (Sp), а также незначительным количеством Сср-2, Ару-2 и самородного золота. Выявленное в рудной зоне развитие мелких метакристаллов сидерита и анкерита по периферии сульфидных агрегатов указывает на протекание рудного процесса в присутствии углекислотной флюидной фазы.

Значимых содержаний примесных элементов на поверхности Ру-3 не обнаружено. Исключение составляет As, содержания которого достигают 3000 г/т. Формирование мышьяковистого пирита соответствует стадии возникновения собственной арсенопиритовой (Asp-2) минеральной фазы. При этом максимальное количество самородного золота тяготеет к ассоциации Asp-2+Ру-3. Ассоциация Au с As объясняется переносом золота в составе комплексных частиц тиоарсенидов:  $AuAsS_2^0$  и  $H_2AuAsS_3^0$ .

**Стадия 5.** Пострудная стадия представлена возникновением крупных кристаллов идиоморфного пирита-4 (Ру-4) в кварц-карбонатной оторочке, что предполагает реактивацию гидротермального процесса, вызвавшего отложение оставшегося в подвижной фазе вещества.

По результатам исследований месторождение Ыкан может быть отнесено к месторождениям СГТ, что подтверждает возможность обнаружения месторождений золота в пределах ореолов метаморфизма, превышающих фацию зеленых сланцев.

- [1] *Tarasova Yu.I., Budyak A.E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tausona V.L., Skuzovatov S.Yu., Reutsky V.N., Abramova V.D., Gareev B.I., Bryukhanova N.N., Parshin A.V.* Mineralogical and isotope-geochemical ( $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{34}S$  and Pb-Pb) characteristics of the Krasniy gold mine (Baikal-Patom Highlands): Constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-type deposits // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 119. 103365. doi:10.1016/j.oregeorev.2020.103365.
- [2] *Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N.* 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.
- [3] *Hamor T.* The occurrence and morphology of sedimentary pyrite // *Acta Geologica Hungarica*. 1994. V. 37. P. 153–181.
- [4] *Onufrienok V.V.* Distribution of vacancies in the pyrite matrix at various depths of rock occurrence // *Trends in the development of science and education*. 2021. V. 79–2. P. 119–123.
- [5] *Chugaev A.V., Larionova Y.O., Chernyshev I.V., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I., Budyak A.E., Tarasova Y.I., Travin A.V., Gareev B.I., Batalin G.A.*  $^{40}Ar$ - $^{39}Ar$  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. P. 104855. doi:10.1016/j.oregeorev.2022.104855.
- [6] *Иванов А.И.* Месторождение «Ыканское» – новый тип коренных месторождений золота сульфидного типа в Бодайбинском рудном районе // *Известия Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАЕН*. 2007. № 1. С. 34–44.





## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЬ-ЗАЙСАНСКОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

М.М. Буслов, А.В. Травин

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

Традиционно считается, что на месте Обь-Зайсанского океанического бассейна был сформирован одноименный орогенический пояс, расположенный в Восточном Казахстане, Рудном Алтае и Джунгарии (Северо-Западный Китай) между Казахстанским и Сибирским континентами [1–6]. Наиболее распространенными в его пределах являются позднедевонско-раннекарбоновые образования такырской серии и ее аналогов. Они представляют собой турбидиты преддугового прогиба островодужной системы, фрагменты которой широко распространены по его обрамлению в Чингиз-Тарбагатае (запад), китайском Тянь-Шане, Джунгарии (юг) и Рудном Алтае (восток). Слои в турбидитах повсеместно смяты в изоклинальные складки, оси которых простираются в северо-западном направлении, что свидетельствует о глобальном юго-западном – северо-восточном сжатии. Данное направление является перпендикулярным к простираению выделяемых в регионе позднепалеозойских сдвиговых структур, таких как Чингиз-Тарбагатайская, Чарская, Иртышская и Северо-Восточная, с проявлением которых связывается структурно-вещественная эволюция Обь-Зайсанского орогенического пояса (Алтайская аккреционно-коллизонная система). Существует точка зрения, что Алтайская аккреционно-коллизонная система в позднем палеозое – раннем мезозое представляла собой пример специфического геологического явления – «горячих» сдвиговых систем, формирование которых связано с интерференцией плейт- и плюм-тектонических факторов. Аккреционно-коллизонные процессы являлись структурообразующим фактором, а Таримский и Сибирский плюмы играли роль энергетических источников, обусловивших длительность и разнообразие проявлений мантийного и корового магматизма, интенсивность сдвиговых деформаций и специфику метаморфизма пород континентальной коры [7, 8].

Главным свидетельством существования океанической литосферы в Обь-Зайсанском орогеническом поясе является раннесреднепалеозойский Чарский офиолитовый комплекс, включающий среднепалеозойские эклогиты и голубые сланцы. Он расположен в середине поля распространения турбидитов и трактуется [1–8] как сутурная зона Обь-Зайсанского океана. В последнее время выявлено, что на юге офиолитовый пояс надвинут на девонско-раннекарбоновые вулканогенно-осадочные породы Чингиз-Тарбагатайской островодужной системы и совместно с ней надвинут на турбидиты такырской серии. Таким образом, сдвигонадвиговая структура Чарского пояса в плане формирует дугообразную форму и не может трактоваться как сутурная зона, простирающаяся субпараллельно островодужным окраинам Казахстанского и Сибирского континентов. В Чарской зоне сосредоточены среднепозднепалеозойские фрагменты океанической коры (офиолиты и палеосимаунты), а также ордовикские высокобарические породы, эксгумация которых продолжалась до раннего девона, что свидетельствует о длительных процессах формирования аккреционного комплекса, расположенного в основании позднедевонско-раннекарбонового преддугового прогиба. В Восточном Казахстане ряд более мелких офиолитовых тел также приурочен к позднепалеозойским разломам, нарушающим толщи турбидитов. Они расположены в Иртышской зоне смятия. Раннесреднепалеозойские офиолиты в Джунгарии также приурочены к позднепалеозойским сдвигонадвигам в поле распространения интенсивно деформированных позднедевонско-раннекарбоновых турбидитов. Здесь, как и в Чарской зоне, совместно с офиолитами в строении сдвигонадвиговых зон принимают участие палеозойские вулканогенно-осадочные породы, которые в Прибалхашье (Бошекуль-Чингизская зона), Джунгарии (Байдаулет-Акбастао Юго-Западная Джунгарская зона), Китайском Алтае, Рудном Алтае и на юге Горного Алтая участвуют в строении единой раннесреднепалеозойской активной окраины, деформированной в ороклинальную структуру. Данная ороклинальная структура (открытая на северо-запад),

назовем ее Обь-Зайсанской, расположена между Казахстанским (открыт на юго-восток) и Монгольским (открыт на юго-восток) ороклинами [5, 6]. В строении ороклинов участвуют позднепротерозойско-палеозойские коллизионный и аккреционный орогены, и разделяющая их ранне-среднепалеозойская Чарско-Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона [9]. Таким образом, орогены и сутурно-сдвиговая зона деформированы в позднем палеозое в ороклинальные складки, осложненные на последнем этапе формирования разломами: сдвигонадвигами в позднем карбоне – ранней перми и сдвигами в ранней перми.

Возраст и мощность денудации земной коры, которая происходит при формировании покровных структур, в последнее время отчетливо фиксируется тектонотермическим методом, основанным на мультитхронологии различных минералов (цирконы, амфиболы, слюды, плагиоклазы, апатиты). В России он активно развивается в институтах СО РАН [10–12]. Анализ данных мультитхронологии для пород, участвующих в строении Восточного Казахстана, Тянь-Шаня, Джунгарии и Алтая, показал колоссальное проявление мощной, более чем в 5 км, позднекарбонново-пермской денудации [13–17], что может быть связано с проявлением покровно-надвиговой тектоники.

Во многих местах сдвиговые деформации наложены на надвиговые и им ошибочно приписывается структурно-вещественная характеристика раннего этапа: вывод к поверхности и метаморфизм пород тектонических пластин, характеризующих палеозойский аккреционный комплекс в основании позднедевонско-раннекарбонных турбидитов. Эта путаница привела к выделению на территории Восточного Казахстана трансформной зоны сочленения Казахстанской и Сибирской континентальных плит [7, 8]. В последнее время установлено, что Иртышская зона смятия (новые данные) и ее продолжение в Китае (Ергиская зона смятия) [10] являются позднекарбонново-раннепермской надвиговой структурой, для которой характерно развитие мощных зон бластомилонитизации и тектонического меланжа с участием «горячих» габбро-пироксенитовых магм и пород раннесреднепалеозойского аккреционного основания турбидитового бассейна. Деформация пород бассейна в изоклинальные складки с региональным северо-восточным простираем осевых плоскостей объясняется юго-западным – северо-восточным направлением позднекарбонново-раннепермского сжатия. Раннепермские левосторонние сдвиговые смещения в Иртышско-Ергиской зоне смятия фиксируются в меньшей мере и выражены в формировании слюдястых сланцев и S-складок с вертикальным погружением осей.

Таким образом, позднедокембрийско-палеозойский Обь-Зайсанский океанический бассейн представляет собой часть Палеоокеана, на месте которой в результате субдукции под юго-западную окраину Сибирского континента были сформированы раннесреднепалеозойская Бошекуль-Чингизская и позднепалеозойская Жарма-Саурская островные дуги, их аналоги в Джунгарии, Рудном и Горном Алтае. На территории Восточного Казахстана и Джунгарии аккреционные комплексы островных дуг перекрыты позднедевонско-раннекарбонными турбидитами, смяты совместно в ороклинальную складку и нарушены позднепалеозойскими сдвигонадвигами и сдвигами. Наложенные позднекарбонново-раннепермские деформации, а также проявление одновозрастного плюмового магматизма, связанного с активностью Сибирского и Таримского плюмов [18], создали определенные трудности в интерпретации тектоники и геодинамики ЦАСП, что, несомненно, нужно учитывать при составлении глобальных палеогеодинамических реконструкций и металлогеническом районировании.

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

- [1] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая эволюция западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 8–28.
- [2] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика Центрально-Азиатского палеозойского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 48–61.
- [3] Филиппова И., Буш В., Диденко А. Среднепалеозойские субдукционные пояса – ведущий фактор в формировании Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 6. С. 405–426.
- [4] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- [5] Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
- [6] Xiao W., Windley B., Sun S., et al. A tale of amalgamation of three collage systems in the Permian – Middle Triassic in Central-East Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43. № 1. P. 477–507.

- [7] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 621–636.
- [8] Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.
- [9] Buslov M.M., Shcherbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V. Palaeotectonic reconstructions of the Central Asian folded belt in the Silurian Tuvaella and Retziella brachiopod fauna locations // *Lethaia*. 2022. V. 55. № 1. P. 1–15.
- [10] De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. V. 29. P.188–204.
- [11] Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизийных, субдукционно-коллизийных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 553–574.
- [12] Травин А.В., Буслов М.М., Бишаев Ю.А., Цыганков А.А. Термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита как летопись эволюции Монголо-Охотского орогена // Доклады РАН. 2023. Т. 508. С. 211–215.
- [13] Yin J., Chen W., Hodges K. V., et al. The thermal evolution of Chinese central Tianshan and its implications: Insights from multi-method Chronometry // *Tectonophysics*. 2018. V. 722. P. 536–548.
- [14] Glorie S., Otasevic A., Gillespie J., et al. Thermo-Tectonic history of the Junggar Alatau within the central Asian Orogenic belt // *Geoscience Frontiers*. 2019. V. 10. № 6. P. 2153–2166.
- [15] Gillespie J., Glorie S., Jepsen G., et al. Late Paleozoic exhumation of the West Junggar Mountains, NW China // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. V. 125. № 1. e2019JB018013.
- [16] Gillespie J., Glorie S., Jepsen G. et al. Inherited structure as a control on Late Paleozoic and Mesozoic Exhumation of the Tarbagatai mountains, southeastern Kazakhstan // *Journal of the Geological Society*. 2021. V. 178. № 6. jgs2020-121.
- [17] Guy A., Schulmann K., Soejono I. et al. Structures and geodynamics of the Mongolian tract of the Central Asian Orogenic Belt constrained by potential field analyses // *Gondwana Research*. 2021. V. 92. P. 26–53.
- [18] 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. № 8. С. 1159–1187.



## ТИПЫ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР ДЛЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САЯНО-БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

**В.А. Ванин**

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Vanin\_geo@mail.ru

Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

Вдоль южной окраины Сибирской платформы, на территории Саяно-Байкало-Патомского складчатого пояса, сосредоточено большое количество орогенных месторождений, в том числе и золоторудных. Все эти рудные объекты имеют различия в возрасте, процессах формирования и источниках рудного компонента. Помимо этих вопросов, которые интенсивно обсуждаются в научной литературе, авторы обращают внимание и на вопросы локализации золота в определенных геологических структурах, сформированных в результате масштабных геодинамических перестроек.

На территории Восточного Саяна большинство месторождений золота связаны с зонами разломов, например объекты Зун-Холбинской группы месторождений. На территории Восточного Саяна авторами было исследовано Гурбейское рудное поле, расположенное в пределах Би-рюсинского рудного района в 300 км северо-западнее месторождения Зун-Холба. Гурбейское рудное поле попадает в зону Главного Саянского разлома – шовной структуры между Сибирской платформой и Дербинской глыбой складчатой области.

В геологическом строении рудного поля принимают участие рифейские метатерригенно-карбонатные отложения мурхойской свиты, терригенно-вулканогенные отложения хорминской свиты, прорванные базитами мадарского комплекса. По результатам структурного картирования рудное поле представляет собой линейно вытянутые, преимущественно крутозалегающие (60–85°) толщи пород, дислоцированные в систему линейно незамкнутых дисгармоничных складок продольного изгиба с правосторонним кинематическим рисунком. Шарниры складок погружаются под средними и крутыми углами на северо-запад (45–65°). Золоторудные зоны, представленные жильно-прожилковыми зонами, приурочены к плоскостям слоистости хорминской свиты и сланцеватости мурхойской свиты, а также к замкам складок. Сланцеватость мурхойской свиты полностью повторяет структурный рисунок хорминской свиты, в разных частях которой установлены элементы слоистости. Золоторудные зоны вместе с плоскостями слоистости и сланцеватости смяты в складчатую структуру, сформированную в результате правосторонних сдвиговых тектонических движений.

Условия локализации золоторудных зон Гурбейского рудного поля сходны с условиями залегания жильно-прожилковых золоторудных зон на месторождении Зун-Холба, описанными в работе [3], где жильно-прожилковые зоны, так же как и на Гурбейском рудном поле, сосредоточены в зоне послыного рассланцевания.

На территории Байкало-Муйского складчатого пояса большинство месторождений связаны с зонами региональных разломов, таких как Абчадский, Сьюльбанский, Келяно-Ирокиндинский и др. В пространстве золоторудные зоны приурочены к зонам разломов и характеризуются аналогичными с ними простираем и углами падения. Золоторудные зоны представлены кварцевыми жилами и прожилково-вкрапленной минерализацией.

Авторами были исследованы месторождения Уряхское, Юбилейное, Нирундинское и рудопроявление Мукодек. Все эти рудные объекты объединяют два фактора: 1) золоторудные зоны приурочены исключительно к зонам разломов, при этом зоны разломов пересекают породы различного состава; 2) золоторудная прожилково-вкрапленная минерализация является наиболее ранней и пересекается золоторудными кварцевыми жилами. Предполагается, что разница в возрасте прожилково-вкрапленной минерализации и кварцевых жил составляет примерно 40 млн лет. Данный вывод был сделан на примере рудопроявления Мукодек [5].

На территории Байкало-Патомского складчатого пояса сосредоточены месторождения двух генетических типов. Первый представлен месторождениями сухоложского типа, второй – месторождениями жильного типа.

Авторами были исследованы месторождения сухоложского типа: Сухой Лог, Высочайшие, Красное, Ыкан, Угахан и месторождение жильного типа Ожерелье.

Для месторождений сухоложского типа характерен ряд общих черт. Оруденение представлено послонной вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией в высокоуглеродистых терригенных породах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. В основном это аунакитская и хомолхинская свиты. Рудные зоны сосредоточены в зонах межслоевых скольжений на крыльях и в замковых частях антиклиналей.

К месторождениям жильного типа относятся такие рудные объекты, как Ожерелье, Кавказ, Догаддын и др. На месторождении Ожерелье главной рудоконтролирующей структурой является зона надвига [1], которая пересекает породы догаддынской свиты. Рудные зоны представлены кварцевыми жилами, золото сосредоточено исключительно в кварцевых жилах и прожилках, которые залегают по плоскостям рудоконтролирующего надвига. Последний выражен плоскостными текстурами сланцеватости.

Разница в возрасте между послонной золотоносной прожилково-вкрапленной минерализацией и золотоносными кварцевыми жилами составляет примерно 110–130 млн лет [1, 2, 4, 6].

Таким образом, на территории Саяно-Байкало-Патомского складчатого пояса, который вытянут вдоль южной окраины Сибирской платформы, выделены три типа рудоконтролирующих структур (структурных ловушек). Для территории Восточных Саян это субвертикальные зоны межслоевых скольжений, для территории Байкало-Муйского складчатого пояса – зоны региональных и оперяющих их разломов, для территории Байкало-Патомского складчатого пояса – антиклинальные складки с межслоевыми скольжениями. В меньшей степени распространены рудоконтролирующие зоны разломов и надвигов. Жильный тип месторождений на данной территории является малоперспективным на рудное золото.

- [1] Ванин В.А., Мазукабзов А.М., Юдин Д.С., Блинов А.В., Тарасова Ю.И. Наложённые деформации герцинского времени в структуре месторождения Голец Высочайший (Байкало-Патомский пояс),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данные // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 1. 0575.
- [2] 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. doi:10.1134/S1028334X07050339.
- [3] Феофилактов Г.А. О механизме структурного контроля золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений. 1992. № 4. С. 100–106.
- [4] 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.
- [5] Ivanov A.V., Vanin V.A., Demonterova E.I., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Gorovoy V.A. Application of the ‘no fool’s clock’ to dating the Mukodek gold field, Siberia, Russia // Ore Geology Reviews. 2015. V. 69. P. 352–259. doi:10.1016/j.oregeorev.2015.03.007 0169-1368.
- [6] Tarasova Yu.I., Budyak A.E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Yu., Reutsky V.N., Bryukhanova N.N., Gareev B.I. 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. doi:10.1016/j.oregeorev.2020.103365.



## ВОЗРАСТНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КИЗИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА (МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА ЮЖНОГО УРАЛА)

Е.А. Васюкова<sup>1</sup>, И.Р. Рахимов<sup>2</sup>, Е.Л. Кунаккузин<sup>3</sup>, Т.Б. Баянова<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, lenav@inbox.ru

<sup>2</sup> Уфа, Институт геологии УФИЦ РАН, rigel92@mail.ru

<sup>3</sup> Апатиты, Геологический институт Кольского научного центра РАН, kunakkuzin@geoksc.apatity.ru

В кизильский комплекс объединена серия даек и линейных интрузий разнонаправленного простирания, сложенных породами преимущественно кислого состава. Впервые он был выделен в Худолазовской мульде [8]. В ранних исследованиях интрузии этого комплекса рассматривались в составе худолазовского дифференцированного комплекса [4] или, наоборот, к кизильскому комплексу относили интрузии плагиогранитов более молодого худолазовского комплекса [8]. Однако со временем обнаружилось несколько фактов пересечения худолазовскими интрузиями (С1v–s) даек кизильского комплекса [7]. Также ранее было установлено, что силлы басаевского комплекса (С1t–v) секутся дайками кизильского комплекса. Таким образом, возрастные рамки формирования данного комплекса сжимаются до относительно узких пределов: С1t–v. Задача исследования была выяснить характерные петрологические черты кизильского комплекса и его возрастные границы.

Наиболее крупные тела кизильского комплекса развиты в восточной части Худолазовской мульды. Система даек кизильского комплекса сопровождает полосу распространения интрузивов басаевского комплекса, образуя единый узкий субмеридиональный пояс, распространяющийся от Худолазовской до Верхнеуральской синклинали. Обычно встречаются дайки с видимой мощностью от 0.5 до 4.0 м и протяженностью в десятки и сотни метров преимущественно северо-западного простирания. Также встречаются линейные дайкообразные интрузии тех же пород видимой мощности от 10 до 60 м при длине выхода от 0.5 км и более северо-восточного простирания.

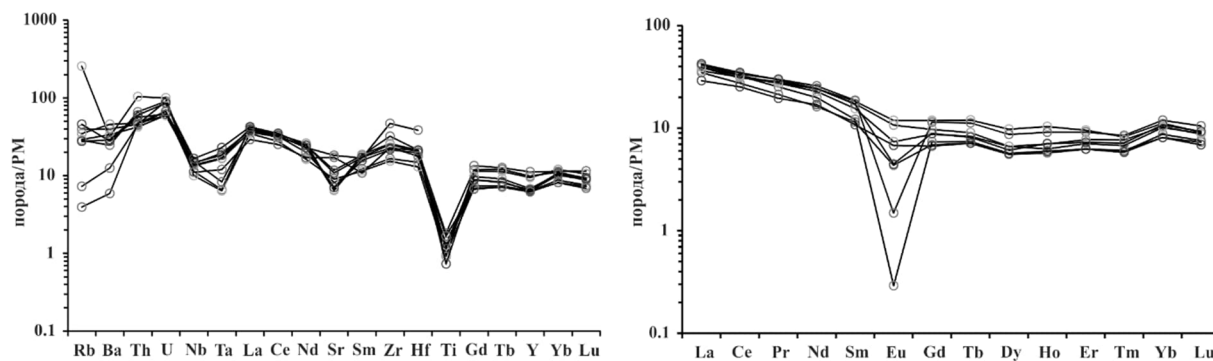
Исследуемые породы сложены плагиоклазом (60–85 %), кварцем (10–25 %) с незначительным количеством слюд (биотит и мусковит). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом. Текстура пород наблюдается от массивной до пятнистой, обусловленной неравномерным распределением вторичных окислов железа. Структура исследуемых пород варьируется от порфировидной до равномерно-зернистой с гранит-офитовой основной массой. Порфировые вкрапленники представлены короткопризматическими лейстами плагиоклаза и/или субизометричными зернами кварца. Плагиоклаз во вкрапленниках более подвержен вторичным изменениям – альбитизации, пелитизации, сосюритизации, чем плагиоклаз основной массы. В межзерновом пространстве часто развит хлорит, по всей видимости заместивший мельчайшие кристаллы роговой обманки.

По минеральному составу и номеру плагиоклаза породы кизильского комплекса варьируются от кварцевых диоритов до плагиогранитов (трондьемитов). По петрохимическим характеристикам исследуемые породы отличаются высокой глиноземистостью, высокой железистостью, низкой калиевостью (практически отсутствие калиевого полевого шпата, отношение  $Na_2O/K_2O=2.5-55.7$ . Содержания  $TiO_2$  и  $FeO$  ясно коррелируют с содержанием кремнезема и свидетельствуют о фракционировании роговой обманки. Количество  $Al_2O_3$  контролируется соотношением плагиоклаз – кварц в породах.

Спектры распределения редких и редкоземельных элементов (RE и REE) сравнительно слабо дифференцированы. Они характеризуются слабопроявленными минимумами по Ta, Nb (концентрация Nb 7–12 ppm), Sr, существенной отрицательной аномалией по Ti, обогащением по Hf, Zr.

Характер нормированного распределения RE в плагиогранитах кизильского комплекса специфичен (рисунок): ложбинообразные квазисимметричные спектры обусловлены пониженными содержаниями средних и начальных членов тяжелых REE, в связи с чем отношения

$\text{La}_n/\text{Gd}_n$  (3.0–5.7),  $\text{La}_n/\text{Yb}_n$  (3.0–5.3) для большинства пород идентичны. Для всех пород характерна отрицательная европиевая аномалия от слабопроявленной ( $\delta\text{Eu}=0.63\text{--}0.95$ ) до существенной ( $\delta\text{Eu}=0.03\text{--}0.48$ ). Наличие этой аномалии и дефицит средней группы РЗЭ (и первых членов тяжелой группы РЗЭ), судя по всему, обуславливается присутствием в рестите плагиоклаза и роговой обманки, которая обладает высокой степенью совместимости со средними и тяжелыми РЗЭ (в данном случае ряд Nd-Lu), особенно с Gd и Dy [9–11]. Низкое  $\text{La}_n/\text{Yb}_n$  отношение указывает на то, что в реститовой фазе плавящегося субстрата отсутствовал (или был незначителен) гранатовый компонент. Еще одной причиной специфического фракционирования РЗЭ могло быть присутствие в системе углекислого флюида, растворимость в котором резко увеличивается в ряду от легких лантаноидов к средним [1, 5].



**Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах кизильского комплекса.** Содержания элементов нормированы на РМ [12].

Строение тел плагиогранитов кизильского комплекса, особенности их взаимоотношения с габброидными интрузиями басаевского комплекса наряду со специфическими геохимическими характеристиками практически исключают возможность их образования напрямую в результате фракционирования базальтовой магмы, из которой формировались sill и дайки басаевского комплекса, поэтому происхождение этого плагиогранитного комплекса связывается с частичным плавлением пород, слагающих кору Западно-Магнитогорской зоны. По химическому составу породы кизильского комплекса характеризуются как исключительно низкокальциевые и высокоглиноземистые плагиограниты. Подобные особенности свойственны тоналит-трондьемитовым ассоциациям, возникшим на развитой континентальной коре [2, 3, 6]. С другой стороны, такие геохимические черты, как перглиноземистость, низкие содержания Rb,  $\text{K}_2\text{O}$ , Ta-Nb минимумы на мультиэлементных спектрах нормированных содержаний REE, могут свидетельствовать о связи с источником островодужного происхождения с обогащением коровым субстратом пелитового состава.

Возраст исследуемых плагиогранитов был определен U-Pb методом TIMS по цирконам и составил  $350 \pm 2$  млн лет, что хорошо сочетается с геологическими данными.

Исследования проведены на средства гранта РФФИ 22-77-10049.

- [1] Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- [2] Баркер Ф. Трондьемиты: определение, обстановки и гипотезы образования // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 1–12.
- [3] Баркер Ф., Миллард Х.Т., Линман П.В. Четыре серии низкокальциевых кислых пород запада США // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 306–319.
- [4] Захарова А.А. Петрология и металлогения ранне-каменноугольной габбро-плагиогранитной формации на восточном склоне Ю. Урала (худозавовский комплекс) // Условия формирования и метаморфизм магматогенных комплексов Южного Урала: Научный отчет по теме. В 3 т. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1982. Т. 1. 429 с.
- [5] Комиссарова Л.Н., Шацкий В.М., Пушкина Г.Я. и др. Соединения редкоземельных элементов. Карбонаты, оксалаты, нитраты, титанаты. М.: Наука, 1984. 235 с.
- [6] Мак-Грегор В.Р. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, Западная Гренландия // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 131–156.

- [7] Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магматизм Худобазовской мульды на Южном Урале // Вулканизм и геодинамика: V Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 163–166.
- [8] Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, 1985. 94 с.
- [9] Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Geochemistry Series, 1993. 352 p.
- [10] Schnetzler C.C., Philpotts J.A. Partition coefficients of the rare earths and barium between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts-I // Origin and distribution of the elements. Oxford: Pergamon Press, 1968. P. 929–947.
- [11] Schnetzler C.C., Philpotts J.A. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts-II // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1970. V. 34. P. 331–341.
- [12] Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London. 1989. V. 42. P. 313–345.





## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, ПРЕДОПРЕДЕЛИВШИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЛИТИЯ В ПРОМЫШЛЕННЫХ РАССОЛАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Г. Вахромеев<sup>1</sup>, А.Т. Корольков<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Andrey\_igp@mail.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет

Литий – самый легкий и необычный из щелочных металлов. В последние годы наблюдается повышенный спрос на литий в различных отраслях промышленности – от атомной энергетики до машиностроения и производства долговечных источников энергии [7]. Концентрация лития в силикатных минералах связана со щелочными породами, образующимися вблизи рифтогенных впадин [9]. Массивы изверженных щелочных пород характерны как для внутриконтинентальных горячих областей, так и для тыловых частей активных континентальных окраин. Современные конвергентные границы литосферных плит активных континентальных окраин (андийский тип) вблизи рифтогенных структур в тыловых частях представлены щелочными и субщелочными породами, разрушение которых в условиях аридного климата способствует накоплению лития в пределах многочисленных соленых озер [13]. Разработка таких месторождений в Южной Америке – самый дешевый способ получения столь необходимого сырья. Изучением литиевых провинций в Восточной Сибири – на Сибирской платформе и в сопряженных горноскладчатых сооружениях Саяно-Алтайской системы, Хангая и Байкало-Патома – занимались Е.В. Пиннекер, С.В. Алексеев, В.И. Вожов, С.Л. Шварцев, В.М. Макагон, В.В. Ярмолук, В.А. Скворцов, Н.И. Гусев, В.П. Исупов, Л.Г. Кузнецова, Т.Ю. Усова, М.Д. Скурский, В.Е. Загорский и другие ученые [2–4, 5, 11]. Рассматривая специальную металлогению лития, геологи выделяют магматогенно-рудные системы Восточной Сибири, связанные с тектоникой плит и плюмов. В металлогенных рассолах осадочного чехла Сибирской платформы отложений венда и кембрия давно известны значительные концентрации лития. Однако геодинамические условия, при которых происходило поступление лития в рассолы, изучены недостаточно. Палеорекострукции Сибирского палеоконтинента последних лет, сделанные на основе палеомагнитного и палеоклиматического методов [10], позволяют восстановить значение плюмовой тектоники (горячего поля мантии) и тектоники литосферных плит на ранних этапах формирования чехла для изучения специальной металлогении лития Сибирской платформы с современных геодинамических позиций [1, 5, 9, 10, 13, 15].

Сибирская платформа (СП) – крупнейшая литиеносная металлогеническая провинция мира. Здесь в глубокозалегающих рассолах изучена широкая гамма редких, рассеянных элементов, брома и минеральных солей. По содержанию Li промышленные рассолы СП уступают только Чилийским (Салару-де-Атакама). Задokumentированы фонтанирующие скважины с дебитами до 5–7 тыс. м<sup>3</sup>/сут, выносившие на поверхность до 10 т (!) хлористого лития в сутки. Вопрос в генезисе, вероятных мантийных источниках некогерентного лития, геологических механизмах его накопления в осадочном чехле до высоких концентраций, сохранения залежей литиеносных рассолов в условиях сложной надвиговой и соляной тектоники.

**Стадии развития чехла платформ.** Формирование чехла активизированных платформ [6, 9] следует рассмотреть в пять стадий:

1. Кратонная. Происходит выравнивание рельефа фундамента платформ.
2. Авлакогенная. В пределах фундамента возникают узкие рифтогенные прогибы, заполняющиеся континентальными, лагунными или мелководно-морскими осадками с вулканическими породами или без них.
3. Стадия синеклиз. Связана с перекрытием авлакогенов изометричными в плане площадями с мелководно-морскими или лагунными осадками в связи с трансгрессией моря.
4. Плитная стадия. Происходит в результате перекрытия границ изометричных в плане площадей синеклиз последующими более молодыми мелководно-морскими или лагунными

осадками и заполнения всей поверхности платформ, за исключением выступов фундамента (щитов). Для древних платформ [9], подобных Сибирской, кратонная стадия характерна для архея и карелия (раннего протерозоя), авлакогенная – для рифея, синеклиз – для венда, плитная наступает с кембрия.

5. Внутриплитная плюмовая, связанная с рассеянным рифтогенезом на платформе, трапповым и кимберлитовым магматизмом. Стадия объединяет процессы активизации, обусловленные рассеянным рифтогенезом, которые широко проявлены на платформе в периоды траппового и кимберлитового магматизма (Pz-Mz), а также в постмагматические этапы гидротермальной деятельности вулканических аппаратов [12, 14, 16]. Они были катализатором геодинамической эволюции состава флюидных систем вулканогенно-осадочного чехла кратона, способствовавших обогащению рассолов щелочными металлами. Это обогащение происходило в областях вулканической деятельности, которая протекала на гигантской территории платформы.

**Палеогеодинамика и климат Сибирской платформы разных стадий (RF, V, E).** Кратонная стадия (архей – карелия) связана с процессами амальгамации и аккреции разнотипных террейнов [8], палеорекострукции для каждого из которых неизвестны. Авлакогенная стадия (рифей), вероятно, могла быть связана с горячей областью мантии [1, 10, 13, 16], над которой располагался Сибирский кратон в Южном полушарии. Синеклизы (венд) образовывались ориентировочно на широтах современной Австралии, что подкрепляется палеомагнитными данными и составом пород (красноцветы, строматолиты, соленосные толщи). Плитная стадия (кембрий) характерна для тех же широт, что и стадия синеклиз – этот факт подтверждается палеомагнитными параметрами и составом пород (соленосные отложения, строматолиты и мелководно-морские терригенные осадки). После кембрия отложения плитной стадии накапливались в разных климатических обстановках, изменяющихся в процессе движения Сибирской платформы над Африканской горячей областью [10].

**Байкалиды и каледониды Палеоазиатского океана.** Геодинамика Сибирского палеоконтинента была тесно связана с развитием окружающих океанов. На этом следует заострить внимание. Однако события в океанах различным способом отражались на формировании структур и пород палеоконтинента. Рифтогенез, связанный с распадом Родинии [10], в складчатых поясах привел к формированию щелочных пород с тантал-ниобиевым и редкоземельным орудением. Вероятно, на Сибирском палеоконтиненте в это время активно развивалась авлакогенная стадия развития чехла (рифей). Известно также, что в складчатом обрамлении кратона разведаны месторождения P3Э и Li в докембрийских редкометалльных пегматитах, щелочных апогранитах [5]. К началу закрытия Палеоазиатского океана периферия Сибирского палеоконтинента была окружена конвергентными зонами с задуговыми бассейнами (рифей-вендский этап), где существовали пассивные континентальные окраины вблизи от границы палеоконтинента, многочисленные островные дуги и террейны [15]. В пределах самого Сибирского палеоконтинента для этого времени характерна стадия синеклиз (венд). Коллизионно-аккреционная обстановка наступила в Палеоазиатском океане в кембрии, что доказано детальными работами с изотопными датировками различных комплексов в Южном и Западном Прибайкалье, где выделены многочисленные метаморфические, кратонные и островодужные террейны [5, 8, 9, 14]. По периметру Сибирского палеоконтинента косая сдвиговая коллизия (Западное Прибайкалье) сменялась фронтальной коллизией [11] с образованием чешуйчатых надвигов (Северное Прибайкалье и Байкало-Патомское нагорье), распространившихся на значительную часть Сибирского палеоконтинента (платформенного чехла). Одновременно с коллизионно-аккреционными событиями в окружающем Палеоазиатском океане в центральной части Сибирского палеоконтинента (платформы) началась обширная трансгрессия с образованием плитного чехла (кембрий), который представлен в значительной степени соленосными отложениями (только в нижнем кембрии накопилось до 3 км эвапоритов). В среднем и верхнем кембрии осадки сменились на мелководные терригенно-карбонатные, где большое значение имели строматолиты.

Эволюция СП включала несколько циклов кимберлитового и траппового магматизма в условиях рассеянного рифтогенеза, сопровождавшихся внедрением мантийных расплавов в верхи платформенного чехла. При температурном прогреве чехла от рудно-магматических систем и длительной (до 60 млн лет) гидротермальной переработке [12, 14, 16] интрузивных и вмещающих сульфатно-карбонатных, карбонатных и терригенных пород активизировались гидрогеохимические процессы взаимодействия в системе кипящий рассол (горячий рассол) – порода. Каждый магматический и постмагматический цикл – это «вброс» в верхнюю кору гидротермальной составляющей, обогащенной щелочными элементами и, вероятно литием [5, 13]. В то же время

в течение кембрия система замкнутого солеродного мегабассейна – это замкнутая гидрохимическая система с эвапоритовыми циклами концентрирования и консервации, позже – консервации глинистыми толщами среднего и верхнего кембрия, ордовика. Наиболее важен, по мнению авторов, массивированный многоэтапный прогрев чехла в процессе траппового и кимберлитового магматизма [3, 10, 12, 14, 16], послуживший важнейшей причиной вторичного эпигенетического концентрирования рассолов природных резервуаров раннего кембрия и обогащения хлоридных систем редкими металлами. Именно процессы вторичного прогрева, кипения и концентрирования [4] сформировали инверсию минерализации рассолов галогенно-карбонатной гидрогеологической формации, отмеченную во многих обобщающих работах [2 и др.]. Инфильтрационный этап после воздымания территории СП не привел к разубоживанию рапы рассолоносных формаций под мощными глинистыми флюидоупорами верхоленской свиты и толщи кембрийских солей.

**Источники поступления и накопления лития на Сибирской платформе.** Процесс накопления лития в чехле платформы можно разделить на несколько этапов: 1) формирование щелочных пород при рифтогенезе с силикатными минералами, обогащенными литием; 2) разрушение щелочных пород, образовавшихся при рифтогенезе, эвакуация и поступление лития в хлоридные рассолы в осадки авлакогенов (рифей); 3) концентрация лития и других щелочных металлов в замкнутых засоленных лагунах в процессе формирования стадии синеклиз и начала плитной стадии (венд и нижний кембрий), что обусловлено жарким и сухим климатом из-за расположения Сибирского палеоконтинента на широте южного тропика (подобно тому, как в позднем кайнозое [13] происходит в Южной Америке); 4) захоронение залежей лития в концентрированных рассолах под толщей мелководно-морских терригенно-карбонатных осадков при формировании мощной плиты осадочного чехла в фанерозое (средний кембрий – силур?).

**Причины сохранения и разрушения залежей рассолов с литием.** Накопление лития в осадках засоленных озер и лагун и в рассолах сопровождалось значительными событиями, обусловленными соляной и шарьяжно-надвиговой тектоникой, связанной с развитием сложных конвергентных границ при закрытии Палеоазиатского океана. Концентрирование редкометалльных бромолитиевых рассолов до состояния эвтектики/эвтоники происходило в несколько стадий: 1) эвакуация лития из магматических горных пород фундамента и терригенных толщ протерозоя и венда – обмен в системе «вода – порода», 2) формирование эвапоритовых бассейнов с концентрированием рассолов-рапы до галитовой и карналлитовой составляющих, 3) вскипание и удаление воды как растворителя в виде пара с повторным обогащением литием и другими некогерентными элементами [4] из следующих порций «по циркуляции», 4) внедрение кипящих пересыщенных рассолов в межсолевые карбонатные пласты коллекторов в области апикальных частей трапповых силлов и секущих интрузий с консервацией этих залежей кепроком [4], 5) закрытие части циркулирующих гидротермальных рассольных систем в процессе остывания базальтовой магмы и формирования долеритовых силлов [4]. В этом цикле дальнейшее повышение давления флюидов приводило к ГРП и перетоку в новые трещинные системы в межсолевых карбонатных коллекторах. Изучение шарьяжно-надвиговых структур на основе интерпретации современных данных сейсморазведки [11] показало перспективность обнаружения зон с аномально высоким давлением, где выявлены или предполагаются рассолы с высокими концентрациями лития.

Анализ геодинамических изменений Сибирского кратона и окружающих его аккреционно-коллизонных областей в аспекте миграции и накопления лития позволяет сделать следующие выводы: 1) чехол кратона обогащался литием в рифее, венде и нижнем кембрии; 2) первоначальное поступление лития произошло в авлакогены и связано, вероятно, с расколом Родинии над горячей областью мантии и зарождением Палеоазиатского океана; 3) наиболее высокие концентрации лития формируются в два этапа: в венде и нижнем кембрии при формировании синеклиз и начале образования плитной стадии чехла, в период нахождения Сибирского кратона в Южном полушарии вблизи южного тропика (пермь и триас), когда происходили эпигенетические изменения под действием двух независимых процессов – гидротермального обогащения из мантийного и промежуточного источников вещества и кипения рассолов над расплавленными силлами; 4) насыщение литием и другими щелочными металлами рассолов чехла происходило по мере перекрытия эвапоритовых осадков мелководно-морскими терригенно-карбонатными отложениями; 5) залежи наиболее концентрированных предельно насыщенных рассолов локализованы над силлами, внедрявшимися в осадочный чехол в процессе траппового магматизма [4], и тяго-

теют в плане к краевым областям выклинивания магматических тел (силлов); б) ловушки в меж-солевых карбонатных природных резервуарах с высокими концентрациями лития в рассолах сформированы чешуйчато-надвиговыми структурами солевого и надсолевого комплексов.

Рассмотренная геохимическая система с длительным геологическим циклом эволюции химического состава природной смеси седиментогенных, метаморфогенных и гидротермальных рассолов занимает особое место в металлогении и минерагении лития, относительно малоизученна, ориентирована на исследование связи металлоносных рассолов с глубинными структурами и магматизмом. Аномально высокие значения минерализации и концентраций ценных элементов, предельно насыщенный тип рассолов могут быть совместным итогом как эволюционного концентрирования, так и импульсного [4, 13] обогащения рассолонапорных систем ЦЗМ, РЗМ, Li и Br по гидротермальному механизму. Сегодня недостаточно аргументов в пользу ведущей роли одного из этих процессов.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках госзадания вузов (FZZS-2023-0004), научной темы: «Фундаментальные проблемы формирования осадочных бассейнов, залежей углеводородов и подземной гидросферы Восточной Сибири» (0280-2021-0008).

- [1] *Абрамович Г.Я., Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Плюмовые магматогенно-рудные системы юга Восточной Сибири // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. Вып. 3. С. 18–24.
- [2] *Алексеев С.В.* Промышленные рассолы Сибирской платформы: гидрогеология, бурение и добыча, переработка, утилизация. Иркутск: Изд-во ООО «Географ», 2014. 162 с.
- [3] *Вахромеев А.Г.* Модель вторичного концентрирования литиеносных рассолов в кипящих флюидных системах магматогенно-осадочных бассейнов гидроминеральной провинции Сибирской платформы // Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Geothermal Volcanology Workshop 2023. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. С. 1–6.
- [4] *Вахромеев С.А.* Краткий курс металлогении. Иркутск: Изд-во ИПИ, 1970. 137 с.
- [5] *Владимиров А.Г., Загорский В.Е., Шварцев С.Л. и др.* Геохимические тенденции концентрирования лития в земной коре и на ее дневной поверхности // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № S3-1. С. 59–62.
- [6] *Гаврилов В.П.* Общая и историческая геология и геология СССР: Учебник для вузов. М.: Недра, 1989. 495 с.
- [7] *Диогенов Г.Г., Штоляков В.И.* Литий // Популярная библиотека химических элементов. Книга первая: Водород – Палладий / Ред. И.В. Петрянов-Соколов. М.: Наука, 1983. С. 40–49.
- [8] *Донская Т.В.* Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2019. 38 с.
- [9] *Кузьмин М.И., Корольков А.Т., Дриль С.И., Коваленко С.Н.* Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении: Учебное пособие. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2000. 288 с.
- [10] *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
- [11] *Мисюркеева Н.В.* Складчато-надвиговое строение осадочного чехла юго-восточной окраины Сибирского кратона (Ковыктинско-Хандинская зона): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2022. 16 с.
- [12] *Одинцов М.М., Домышев В.Г., Страхов Л.Г.* Ангаро-Вилуйский рудный пояс Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980. 110 с.
- [13] *Романюк Т.В., Ткачев А.В.* Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых неоген-четвертичных бор-литиеносных провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.
- [14] *Страхов Л.Г.* Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 120 с.
- [15] *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. Т. 29. № 3. С. 3–22.
- [16] *Фон дер Флаасс Г.С., Никулин В.И.* Атлас структур рудных полей железорудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2000. 192 с.



## БИОГЕРМЫ В ОБНАЖЕНИЯХ РАННЕГО КЕМБРИЯ НА ЮГЕ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

А.Г. Вахромеев<sup>1</sup>, М.А. Масленников<sup>2</sup>, Т.А. Корнилова<sup>1</sup>, Н.И. Степанова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Andrey\_igp@mail.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Изучение геологического строения карбонатных толщ в краевых, частично обнаженных в эрозионном срезе участках Восточно-Сибирского солеродного бассейна важно с точки зрения понимания фациальной зональности, которая предопределила южные границы раннесреднекембрийского солеродного бассейна, внутреннее строение которого изучено Н.В. Мельниковым и другими исследователями [4, 5, 8–10 др.]. Важный аспект в изучении карбонатных отложений – выявление и картирование органогенных построек, изучение особенностей их геологического строения. В 2020–2023 гг. авторы в полевых маршрутах изучили биогермы в обнажениях долин рек Куда, Манзурка, Лена, Белая и Китой.

Крупные органогенные постройки с выраженной положительной морфологией (биогермы) являются хорошим маркером условий седиментации, так как чаще всего они формируются в сублиторальной зоне и локализуются в так называемом рифовом поясе, формируя рифовое ядро, пятый фациальный пояс в модели Дж. Л. Уилсона [1]. В обнажениях по р. Манзурка в районе с. Полосково выявлены отдельные крупные постройки (рис. 1) с овальной или близкой к полу-кругу формой скального массива в плане; отчетливо проявлены «постель» и тело биогерма.



Рис. 1. Биогермный массив в правом борту р. Манзурка, в районе с. Полосково. (фото Вахромеева А.Г., 2022 г.).

Близкая к овальной форма построек в плане свидетельствует в пользу длительного сохранения мелководных условий, благоприятных для роста биогермы. Данные постройки локализируются в пределах Божеханского мегавала [2, 4, 8–10], который закартирован геологической съемкой и является структурой, сформированной над региональным разломом, разделяющим блоки фундамента. Божеханский мегавал начал формироваться в венде и современную форму приобрел в период тектонической активизации в герцинское время. В кембрийское время Божеханский мегавал выступал в роли своеобразного седиментационного барьера [8], северо-западнее формировался замкнутый бассейн, в котором циклически шло отложение карбонатов и солей; в пределах вала формировались органогенные постройки в ассоциации с карбонатными брекчиями, а к юго-востоку от него по данным геологической съемки закартированы бассейновые фации [4, 5, 8–10, 12, 13]. Крупные карбонатные постройки и платформы формировались и на других локальных поднятиях фундамента (Атовско-Шамановская), гребнях сингенетичных складчатых форм (Христофоровская, Коркинско-Тутурская и др.) [2].

По результатам изучения естественных скальных обнажений вдоль берега р. Китой также были обнаружены разрезы, содержащие биогермы. Однако в сравнении с постройками Божеханского мегавала их размер более мелкий, до 5 м в высоту (рис. 2, а, б). Биогермы имеют караваеобразную форму, межбиогермные участки (интерстиции) выполнены как карбонатной брекчией, так и грейн- и мадстоунами. Массивные биогермные слои подстилаются и перекрываются обломочными карбонатными фациями, представленными как штормовыми конгломератами, так и карбонатными песчаниками (грейнстоунами), реже перекрываются тонкозернистыми карбонатами (мадстоуном). Такой тип осадков может быть характерен для зарифовой зоны (6 и 7-й пояс Уилсона) либо для высокоэнергетического шельфа рампового типа, обрамляющего со стороны берега глубоководную солеродную лагуну. Присутствие в составе зернистых карбонатных слоев прослоев силикокластических песчаников говорит скорее о второй модели.



Рис. 2. а – один из авторов, геолог М.А. Масленников, у обнаженного участка биогермной постройки в долине р. Китой, район пос. Раздолье; б – караваеобразный биогерм в долине р. Китой, район пос. Раздолье.

По мере роста изученности кембрийского разреза сформировано обновленное представление об эволюции в кембрии окраин южного замыкания гигантского Восточно-Сибирского солеродного мегабассейна, что логично должно дополнить палеогеографические построения, выполненные при подготовке стратиграфических схем кембрия Сибирской платформы и предъенисейской части Западной Сибири [7, 10, 13]. В результате можно сделать вывод о том, что барьерная рифовая система обрамляла солеродный бассейн с запада, севера, востока и юго-востока, а с юго-запада солеродный бассейн был ограничен вдольбереговой карбонатной платформой рампового типа.

Кроме этого, можно сделать вывод, что крупные биогермы имеют более широкое распространение в краевой области АЛС, чем это представлялось ранее. Их изучение важно, так как позволит расширить наши представления о деталях геологического строения, а разработанные геологические модели можно будет использовать при изучении аналогичных объектов на локальных поднятиях фундамента – Иркутском, Бельском, Атовско-Шамановском выступах, а также при моделировании залежей нефти и газа в органогенных постройках усть-кутского, осинского горизонтов [3, 6, 11, 12] и других резервуаров кембрия и венда Лено-Тунгусской провинции.

- [1] Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
- [2] Вахромеев А.Г., Корнилова Т.Н., Мисюржеева Н.В. и др. Биогермы Божеханского поднятия Предбайкальского прогиба – краевой барьерно-рифовой системы кембрийского соленосного бассейна юга Сибирской платформы // Науки о Земле и недропользование. 2022. Т. 45. № 3. С. 246–264.
- [3] Гайдук А.В., Альмендингер О.А. Условия формирования и критерии прогноза зон улучшенных коллекторских свойств древних венд-кембрийских резервуаров // Научно-технический вестник ОАО НК «Роснефть». 2013. Вып. 30.
- [4] Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.
- [5] Жарков М.А., Чечель Э.И. Осадочные формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба. Новосибирск: Наука, 1973. 238 с.
- [6] Калинин Л.И., Шутов Г.Я. Рифогенные отложения среднемотской подсвиты Непского свода юга Сибирской платформы // Советская геология. 1981. № 1. С. 68–72.
- [7] Конторович А.Э., Варламов А.И., Ефимов А.С. и др. Стратиграфическая схема кембрийских отложений юга предъенисейской части Западной Сибири // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 3. С. 443–465.
- [8] Королюк И.К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 158 с.
- [9] Корнилова Т.А., Вахромеев А.Г., Пуляевский М.С. Таксономическое разнообразие ископаемых организмов в органогенных постройках ангарской свиты нижнего кембрия Иркутского амфитеатра // Био- и геособытия в истории Земли. Этапность эволюции и стратиграфическая корреляция: Материалы LXIX сессии Палеонтологического совещания при РАН. СПб.: ВСЕГЕИ, 2023. С. 69–71.
- [10] Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.
- [11] Мышевский Н.В. Игнялинский барьерный риф – новый перспективный объект на Непском своде // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 99–107.
- [12] 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.
- [13] Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы / Ред. Ю.Я. Шабанов. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. Т. 1. 497 с.



## ПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ В ПРЕДЕЛАХ ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ТУВЫ: СВИДЕТЕЛЬСТВА ИЗ НЕОГЕНОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Е.В. Ветров, Н.И. Ветрова, А.Р. Агатова

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vetrov@igm.nsc.ru;  
pisareva@igm.nsc.ru; agat@igm.nsc.ru

Пермский магматизм играет важную роль в геологической истории Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [1]. Щелочные гранитоиды с возрастом ~290–270 млн лет и ассоциирующие с ними базитовые магматические комплексы, широко развитые в северной и центральной части ЦАСП, маркируют развитие рифтовых систем в связи с активностью мантийных плюмов [2, 3]. Раннепермские (и/или карбон-пермские) магматические комплексы часто вмещают редкометалльные (Ta, Nb, Zr, Y, TR) и редкоземельные месторождения [4], что определяет их практическую значимость. В Тувинском сегменте ЦАСП раннепермский и карбон-пермский этапы магматизма проявлены преимущественно в краевых частях Тувино-Монгольского микроконтинента, в то время как для смежных террейнов (например, Таннуольского, Кахемского, Уюкского, Хамсаринского) пермские магматические комплексы не типичны. Эти террейны сложены кембрийскими островодужными вулканическими комплексами, прорванными разновозрастными (кембрийскими, ордовикскими, девонскими) гранитоидными и базитовыми образованиями. В последние годы появляются сведения о проявлении пермского магматизма в пределах островодужных террейнов. Например, в Хамсаринском террейне обнаружены кислые вулканиды с U-Pb возрастом циркона ~267 млн лет [5], в Таннуольском террейне – базитовые интрузии с U-Pb возрастом циркона ~288 млн лет [6]. Базитовые интрузии, прорывающие силурийские осадочные породы, которые перекрывают кембрийские вулканиды Таннуольского террейна, показали Ar-Ar возраст полевых шпатов от ~290 до 269 млн лет. Эти породы были сформированы в девонское время [7], и полученные Ar-Ag датировки, вероятнее всего, отражают возраст раннепермского постмагматического события. Однако сложно объективно оценить роль пермских магматических образований в строении островодужных террейнов Тувы по единичным датировкам, разбросанным в пространстве.

С целью оценки вклада пермских магматических событий Тувинского сегмента ЦАСП выполнено U-Pb датирование циркона неогеновых песчаников из северной части Убсу-Нурского бассейна, перекрывающего породы Таннуольского террейна с юга и Тувино-Монгольского микроконтинента с юго-запада. Пробы взяты из миоцен-плиоценовых песчаников аллювиального и аллювиально-пролювиального генезиса. Изученный разрез (в Заячьем овраге) не содержит ориентированных галек, по которым можно было бы установить направление их транспортировки от источника сноса, поэтому для выявления потенциального источника обломочного материала в кайнозойское время выполнено термотектоническое моделирование на основе данных трековой термохронологии апатита для кристаллических пород. Данное моделирование позволяет реконструировать хронологию и масштаб денудационных процессов, а также эволюцию палеорельефа в мезозойское и кайнозойское время. Результаты термотектонического моделирования указывают на интенсивную денудацию кристаллических пород Таннуольского террейна в кайнозойское время (последние 25 млн лет), в то время как для Тувино-Монгольского микроконтинента высокие значения денудации отмечаются в меловое время (100–75 млн лет назад). Полученные результаты свидетельствуют о том, что наиболее вероятным источником терригенного материала для северной части Убсу-Нурского бассейна являются магматические породы Таннуольского террейна.

Методом U-Pb датирования циркона проанализировано три пробы – песчаники козоовражской свиты (миоцен, 72 зерна), убсунурской свиты (миоцен – плиоцен, 95 зерен) и орукушинской свиты (плиоцен, 96 зерен). Цирконы с хорошо сохранившимися гранями имеют осцилляторную зональность и высокие Th/U отношения, что указывает на их магматическую природу. Все три



пробы показали схожие гистограммы и спектры (кривые относительной вероятности) распределения U-Pb возрастов. Широкое распространение кембрийских и ордовикских (~530–450 млн лет с пиком на ~485 млн лет) цирконов связано с магматическими породами, слагающими Таннуольский террейн. Не менее проявлены раннепермские цирконы с двумя пиками – на ~295 и ~275 млн лет. Как упоминалось ранее, пермское магматическое событие в пределах Таннуольского террейна предполагалось по единичным датировкам базитовых интрузий и косвенным признакам. Однако полученные результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из неогеновых песчаников позволяют уверенно говорить о пермском магматизме в пределах Таннуольского террейна и существенно расширяют «зону влияния» позднепалеозойских мантийных плюмов в северной части ЦАСП. Кроме того, обнаружены единичные цирконы с позднерифейским (860–710 млн лет) возрастом. Эти цирконы могли быть захвачены раннепалеозойскими гранитоидами, для которых характерны позднерифейские модельные Nd возрасты ( $T_{DM2}$ ), и могут отражать возраст их источника.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10069, <https://rscf.ru/project/22-77-10069/>. Термотектоническое моделирование выполнено при финансовой поддержке гранта президента Российской Федерации МК-3510.2022.1.5.

- [1] Wang T., Tong Y., Huang H., Zhang H., Guo L., Li Z., Wang X., Eglington B., Li S., Zhang J., Donskaya T.V., Petrov O., Zhang L., Song P., Zhang X., Wang C. Granitic record of the assembly of the Asian continent // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 237. 104298.
- [2] Zhang C.L., Li Z.X., Li X.H., Xu Y.H., Zhou G., Ye H.M. A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian orogenic belt, NW China; results of a ca. 275 Ma mantle plume? // *Geological Society of America Bulletin*. 2010. V.122. № 11–12. P. 2020–2040.
- [3] Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 3. С. 457–475.
- [4] Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
- [5] Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Этапы тектономагматической активизации в зоне сочленения Сибирской платформы и Таннуольско-Хамсаринского сегмента ЦАСП (по результатам U-Pb изотопных исследований) // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 498. № 2. С. 115–120.
- [6] Vetrov E., De Grave J., Vetrova N., Zhimulev F., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P. 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. P. 2–22.
- [7] Ветров Е.В., Уваров А.Н., Андреева Е.С., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Степанов А.С., Вишневская 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. 1–21.



## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ И НИЗКОТИТАНИСТЫХ БАЗИТОВ ПО ПЛОЩАДИ ДЕВОНСКОЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ КАК КЛЮЧ К ОЦЕНКЕ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНЫХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ

А.А. Воронцов<sup>1</sup>, Д.В. Коваленко<sup>2</sup>, В.В. Ярмолук<sup>2</sup>, А.В. Никифоров<sup>2</sup>, О.Ю. Перфилова<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voront@igc.irk.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, kovmit@yandex.ru, volya@igem.ru, nikav@igem.ru

<sup>3</sup> Красноярск, Сибирский федеральный университет, perfil57@mail.ru

Главной особенностью строения девонской Алтае-Саянской рифтовой системы (АСРС) является широкое развитие в ее пределах разноориентированных грабенов и впадин, ограниченных сбросами. Три наиболее крупные структуры рифтовой системы раскрывают общие площадные закономерности распространения базитов, связанных с ее развитием. Две из них представлены Тувинским и Делюно-Юстыдским прогибами, соприкасающимися друг с другом под углом 100° в точке пересечения, которая приближена к центральной части рифтовой системы. Третий элемент рифтовой системы представлен Минусинским прогибом [1].

Породы основного состава по содержанию  $TiO_2$  разделяются на низкотитанистую ( $TiO_2$  от 0.2 до 2.2 мас. %) и высокотитанистую ( $TiO_2$  от 2.2 до 4.3 мас. %) подгруппы. Коэффициент магнетиальности ( $K_{Mg}=100Mg/(Mg+Fe^{2+})$ , ат. кол.) в обеих подгруппах изменяется в широких пределах (12–59) при отсутствии корреляции с содержанием  $TiO_2$ .

Низкотитанистые и высокотитанистые породы участвуют в вулканических ареалах Тувинского прогиба и Северо-Западной Монголии, в то время как в пределах Минусинского и Делюно-Юстыдского прогибов распространена только низкотитанистая подгруппа. По сравнению с N-MORB базиты АСРС в целом обогащены редкими литофильными элементами, в том числе редкоземельными элементами (REE), и занимают промежуточное положение между составами OIB и IAB.

В то же время они характеризуются вполне определенными различиями в относительном распределении несовместимых элементов, которые прямо коррелируются с содержанием  $TiO_2$ .

Высокотитанистые базиты Тувинского прогиба и Северо-Западной Монголии выделяются слабой положительной Nb-Ta аномалией ( $(Nb/La)_N$  от 0.7 до 1.1,  $(Ta/La)_N$  от 0.8 до 1.1), относительно обогащены легкими REE ( $(La/Yb)_N$  от 6 до 14) и по геохимическим параметрам близки к базальтам типа OIB. В отличие от них, все низкотитанистые базиты в основном обеднены высокозарядными некогерентными элементами Th, U, Nb, Ta,  $(Nb/La)_N$  от 0.2 до 0.4,  $(Ta/La)_N$  от 0.2 до 0.5), в меньшей степени – Zr и Hf, легкими REE ( $(La/Yb)_N$  от 3 до 7), но обогащены Ba. При этом низкотитанистые базиты Минусинского и Делюно-Юстыдского прогибов в наибольшей степени обеднены титаном по сравнению с другими низкотитанистыми базитами АСРС, что отразилось в пониженных содержаниях высокозарядных гидрофобных элементов. Подобные черты состава низкотитанистых базитов сближают их с породами, сформированными в субдукционных обстановках.

Различия составов пород, принадлежащих разным фрагментам АСРС, по-видимому, можно связать с преобладанием в формировании соответствующих структур разных источников магматизма. Эти различия подтверждаются изотопными данными. Точки составов всех пород на графике  $\epsilon_{Sr}(T) - \epsilon_{Nd}(T)$  группируются в две области, каждая из которых отвечает породам с широкими вариациями изотопных характеристик стронция ( $\epsilon_{Sr}$  от –13 до +30) и вытянута субпараллельно оси  $\epsilon_{Sr}(T)$ , отклоняясь, таким образом, от области «мантийной корреляции». Для пород Тувинского прогиба и Северо-Западной Монголии характерны более высокие значения радиогенного неодима ( $\epsilon_{Nd}$  от 3.8 до 8.7) по сравнению с породами Минусинского и Делюно-Юстыдского прогибов ( $\epsilon_{Nd}$  от 2.0 до 6.0).

Таким образом, геохимические и изотопные параметры базитов АСРС отличаются неоднородностью, которая, как можно предположить, отражает разную степень вовлечения источников плюмовой и надсубдукционной природы, участвовавших в образовании рифтовой системы. Эти типы источников контролируют смену ассоциаций с участием высокотитанистых базитов южного сегмента АСРС, включающего Тувинский прогиб и Северо-Западную Монголию, ассоциациями с низкотитанистыми базальтами, которые распространены в северо-западном сегменте АСРС, прежде всего в Минусинской котловине. Эта смена не вписывается в предполагаемую общую вещественную зональность магматизма, определяемую сменой от известково-щелочных к щелочным типам ассоциаций по мере удаления от границы океан – континент в глубь континента и характерную для магматических серий активных континентальных окраин андийского типа.

В структуре мантии АСРС статистически выделяются два домена с близкими Sr-Nd изотопными отношениями, которые уверенно увязываются с геохимическими параметрами выплавленных из нее базитовых магм. Эти изотопные домены мантии соответствуют южному и северо-западному сегментам АСРС, выделенным на основе геохимических данных, показывая тем самым, что контроль над редкоэлементным и изотопным составом имел одинаковую природу. Здесь возникает главный вопрос о том, является ли подобная неоднородность следствием случайной неоднородности астеносферной мантии по латерали или она возникла под влиянием взаимодействия мантийных расплавов плюмового происхождения с литосферной мантией региона. Для его решения проанализируем более детально структуру континентальной литосферы, в пределах которой формировалась АСРС. Так, в соответствии с данными [2], эта структура определяется сложным рисунком в виде аккреционной мозаики, образованной комплексами субдукционной природы (активных континентальных окраин, задуговых бассейнов, аккреционных призм, внутренних магматических дуг), пассивных окраин и офиолитовых поясов. На карте террейнов юго-западного обрамления Сибирского кратона, предложенной в работе [3], АСРС перекрывает две группы террейнов. Одна из них является фундаментом для девонских магматических комплексов Минусинского прогиба и той части Кузнецкого Алатау, которая включает северный фланг Делюно-Юстыдского прогиба (Кузнецко-Алтайское звено: Батеневский, Кийский, Терсинский, Золотокидатский террейны). Другая группа (Западно-Саянское звено: Куртушибинский и Северо-Саянский террейны) подстилает девонские магматические ассоциации Тувинского прогиба.

На основе палеомагнитных данных [3] показано, что в раннепалеозойский доаккреционный этап (около 540–520 млн лет) обе группы террейнов были выстроены в линейную зону вдоль юго-западного фланга Сибирского палеоконтинента. При этом они были разнесены в разные фланги островодужной системы на расстояния, исчисляемые сотнями и даже тысячами километров при сравнении крайних позиций террейнов каждой группы, что указывает на заведомо разный характер формирования их литосферы. Из этого следует, что эти террейны, совмещенные в современной структуре Алтае-Саянской складчатой области в момент аккреции (в интервале примерно 500–480 млн лет назад), сформировали вещественную (изотопно-геохимическую) неоднородность литосферной мантии складчатой области в целом. Это указывает на разную среду магмообразования южного и северо-западного сегментов АСРС и позволяет предложить модель, в которой главной движущей силой, приведшей к рифтогенному магматизму, служил мантийный плюм с астеносферной линзой в основании литосферы. Его вещественные характеристики соответствуют источникам, из которых выплавливались высокотитанистые магмы. В этом случае влияние подплавленной части литосферной мантии разного состава под разными группами террейнов должно привести к наблюдаемой изотопно-геохимической гетерогенности базитов по площади АСРС, в частности отсутствию высокотитанистых базитов в Минусинской котловине.

Оценивая в целом состав базитовых магм в разных сегментах АСРС, отметим, что материнские расплавы уверенно реагировали на участие водного флюида в магмообразовании, что отражалось, прежде всего, в относительно пониженных содержаниях литофильных элементов, обеднении гидрофобных элементов Nb, Ta и Ti, а также меньшей степени фракционирования редкоземельных элементов, которые коррелируют с изотопным составом магмообразующего мантийного источника.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006, НИР ИГЕМ РАН по теме № 121041500224-8 и при финансовой поддержке РФФ, проект № 22-17-00033.

- [1] Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. 2021. V. 89. P. 193–219.
- [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] Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 4. С. 500–522.



## СМЕШЕНИЕ ГЕТЕРОГЕННОГО МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ БАЗАНИТОВ И ДОЛЕРИТОВ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА, ЮЖНАЯ СИБИРЬ: РЕЗУЛЬТАТЫ Pb-Pb ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

В.В. Врублевский<sup>1</sup>, А.В. Чугаев<sup>2</sup>, А.Д. Котельников<sup>1</sup>, Ф. Казенова<sup>1</sup>,  
П.А. Тишин<sup>1</sup>, И.О. Кремер<sup>1</sup>

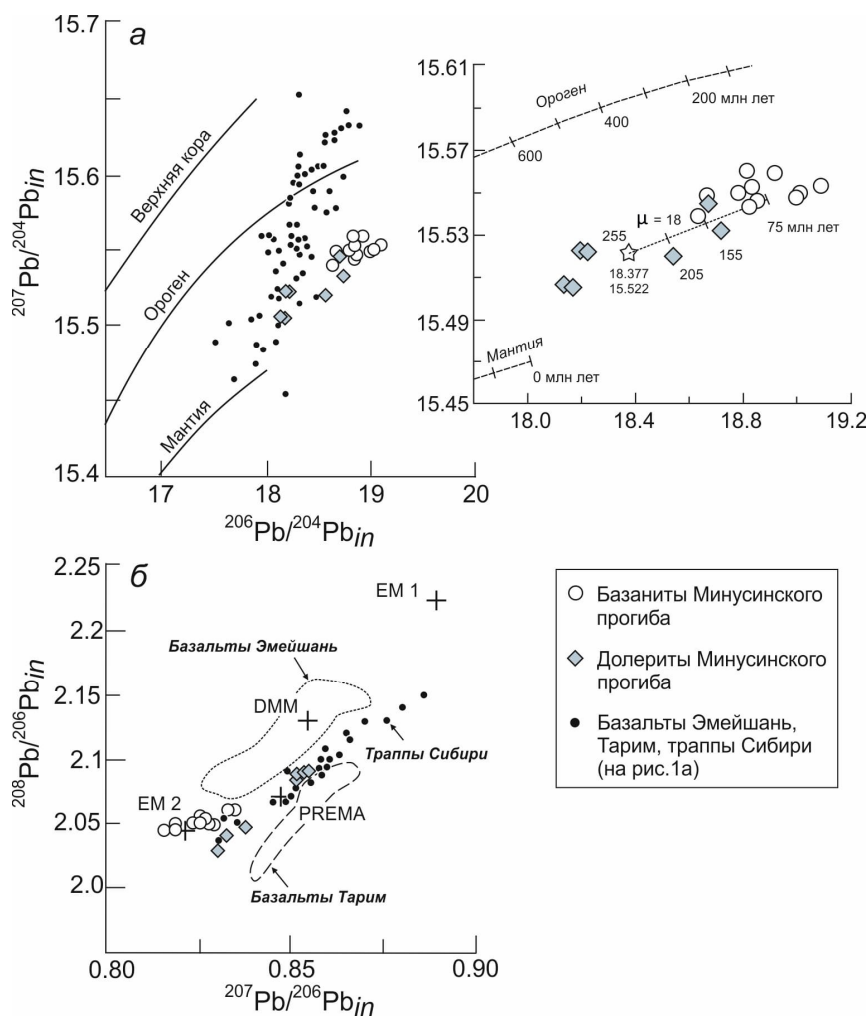
<sup>1</sup> Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет, vasvr@yandex.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
vassachav@mail.ru

Проявление базальтового магматизма разного уровня щелочности характерно для формирования многих изверженных провинций. Наряду с доминирующими субщелочными базальтоидами в составе вулканических серий нередко присутствуют нефелиниты, базаниты или тефриты [1–3]. Небольшие ареалы малых интрузий пермско-триасовых долеритов (~260–250 млн лет) и позднемеловых базанитов (~80–70 млн лет) встречаются в Минусинском рифтогенном прогибе среди каледонид Алтае-Саянской орогенической области [4]. В северной части прогиба диатремы базанитов, дайки и мелкие штоки долеритов прорывают вулканиты и терригенно-карбонатные отложения девона – раннего карбона. Эксплозивные трубки содержат ксенолиты лерцолитов и мегакристы клинопироксена [4, 5]. Базальтоиды характеризуются повышенной титанистостью ( $\text{TiO}_2$  2.0–3.5 мас. %), переменной кремнекислотностью ( $\text{SiO}_2$  41–49 мас. %) и щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  2.4–5.8 мас. %). Базаниты содержат больше MgO (7–11 мас. %), чем долериты. Спектры распределения микроэлементов имеют отчетливый Nb-Ta максимум, позволяющий относить породы к производным внутриплитного магматизма OIB-типа [6].

Для идентификации возможных источников мафитовых расплавов проведено Pb-Pb изотопное изучение в валовых пробах базальтоидов с помощью высокоточного MC-ICP-MS метода. Измерения выполнены на масс-спектрометре Thermo Scientific Neptune Plus в НИЦ «Курчатовский институт». Полученные значения изотопных отношений Pb были скорректированы на присутствие радиогенной добавки  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$  с учетом ICP-MS-данных о содержании U, Th и Pb в породах. Рассчитанные на возраст первичные отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  варьируются соответственно от 18.63 до 19.09, от 15.54 до 15.56, от 38.40 до 39.01 в базанитах и от 18.13 до 18.72, от 15.51 до 15.55, от 37.88 до 38.07 в долеритах с частичным перекрытием диапазона значений. При этом базаниты обогащены радиогенным Pb. На изотопной диаграмме (рисунок, а) составы всех базальтоидов расположены значительно ближе к кривой «мантия», чем к кривой «ороген», что указывает на преобладающее поступление Pb из мантийного источника. Это согласуется с данными по геохимии HFS-элементов в породах, также свидетельствующими о глубинной природе первичных расплавов [6].

Особенностью изученных базитов является отчетливая корреляционная зависимость между изотопными отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , которая на графике выражена в виде линейного тренда (рисунок, а). Можно выделить два основных фактора, приводящие к появлению подобных трендов: эволюция изотопного состава Pb в едином для долеритов и базанитов мантийном источнике; участие в генерации мафитовых магм вещества разных по своим U-Th-Pb характеристикам мантийных источников. Расчетные данные позволяют исключить модель с участием общего для базальтоидов глубинного источника, так как для него предполагается аномально высокое значение  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \sim 18$ , что не типично для мантийных резервуаров. В пользу интерпретации наблюдаемого тренда как линии смешения Pb из двух источников свидетельствует очевидное обогащение HFS-элементами более магниальных базанитов, что не может быть вызвано только изменением степени плавления мантийного перидотита [6], а также широкие вариации Th/U-отношения: ~4.1–5.8 в базанитах и ~2.9–6.1 в долеритах.



**Изотопный состав свинца в базальтоидах.** *а* – диаграмма  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{in} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{in}$ ; на врезке – фрагмент более крупного масштаба. Линии эволюции изотопного состава свинца для различных геохимических (верхняя кора, ороген, мантия) резервуаров, по [7]. Pb-Pb изотопные характеристики базальтов Таримской и Эмейшаньской изверженных провинций, а также траппов Сибирского кратона [8–10]. *б* – диаграмма  $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{in} - (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{in}$ ; мантийные компоненты/источники магм DMM, PREMA, EM 1 и EM 2, по [11].

Согласно современным представлениям [1, 2 и др.], развитие внутриплитного базальтового магматизма вызвано деятельностью сублитосферных плюмов и/или плавлением материала обогащенной литосферной мантии. При этом особенности редкоэлементного состава и изотопных параметров пород могут зависеть от масштабов и условий магмогенерации. Формирование долеритовых интрузий Минусинского прогиба на рубеже перми и триаса позволяет сопоставлять их с производными Сибирского плюма, имеющими Pb-Pb изотопное сходство. По-видимому, одним из компонентов в долеритах является вещество, подобное PREMA (рисунок, б). Особенности вариаций изотопного состава Pb также не исключают участия в их петрогенезисе вещества обогащенной мантии EM 2. Как и в позднепалеозойских изверженных провинциях Азии (Эмейшань, Таримская), повышенные значения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в породах отражают присутствие разнородного мантийного и корового материала, характерного для орогенов (рисунок, а). Признаки подобного смешения вещества характерны и для позднемеловых базанитов Минусинского прогиба, обогащенных  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$  по сравнению с долеритами.

С другой стороны, предполагается, что щелочно-мафитовая магма генерируется за счет декомпрессионного плавления субконтинентальной литосферной мантии (SCLM-тип), модифицированной под влиянием Сибирского плюма. Наряду с его компонентами в расплав также поступало вещество из амфиболовых или флогопитовых жил, образующихся при метасоматических изменениях субстрата SCLM. Это объясняет более радиогенный изотопный состав Pb пород. В отличие от долеритов, первичные изотопные отношения Pb в базанитах соответствуют мантийному источнику EM 2-типа (рисунок, б).

Исследования выполнены на средства Российского научного фонда, проект № 22-27-00362.

- [1] *Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, London, 2014. 630 p.
- [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. С. 563–590.
- [3] *Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T.* Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. 2021. V. 89. P. 193–219.
- [4] *Malkovets V.G., Litasov Yu.D., Travin A.V.* et al. Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar-Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // *International Geology Review*. 2003. V. 45. № 2. P. 133–142.
- [5] *Vrublevskii V.V., Kazenova F., Korneva A.P.* et al. Origin of clinopyroxene megacrysts from basanite pipes in the Minusa trough, Southern Siberia // *International Joint Conference: IDC 8-LIPs 8-Rodinia 2023*. Marrakesh, Morocco, 2023. P. 145–146.
- [6] *Врублевский В.В., Котельников А.Д., Тишин П.А.* и др. Геохимические признаки разноглубинной генерации магм пермско-триасовых долеритов и позднемеловых базанитов Минусинского палеорифта, Сибирь // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 506. № 2. С. 158–162.
- [7] *Zartman R.E., Haines S.M.* The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bidirectional transport // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. P. 1327–1339.
- [8] *Zhang Y., Liu J., Guo Z.* Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: implications for plume – lithosphere interaction // *Gondwana Research*. 2010. V. 18. P. 596–610.
- [9] *Xu J-F., Suzuki K., Xu Y-G.* et al. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. P. 2104–2119.
- [10] *Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V.* Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. V. 113. P. 365–381.
- [11] *Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R.* FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2005. V. 6. Q05007.



## ОТ КРАТОНА К ПЛАТФОРМЕ – НА ПРИМЕРЕ ЮГА СИБИРИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ)

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, З.Л. Мотова, А.М. Мазукабзов

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

Терминологические изыскания – это крайне сомнительный и не вполне продуктивный путь для развития науки. Точнее говоря, собственно для развития науки такие приложения усилий не несут практически ничего. Однако четкое определение дефиниций позволяет ученым всего мира понимать друг друга, даже придерживаясь различных научных школ и направлений. Наглядным примером неоднозначной трактовки одних и тех же геологических структур (объектов) является значительно различающееся в России и в мире понимание таких терминов, как «кратон» и «платформа». Согласно трактовке термина «кратон» в мире, это древние и стабильные фрагменты континентальной литосферы, состоящие из земной коры и верхней мантии, часто перекрытые более молодыми осадочными породами. В русскоязычной литературе синонимом слова «кратон» является термин «древняя платформа». В частном, конкретном, случае, касающемся вопроса обозначения в научных статьях понятий Сибирский кратон или Сибирская платформа, имеется в виду гигантская по своим масштабам (4.4 млн км<sup>2</sup>, что составляет 26 % территории Российской Федерации) структура зрелой континентальной литосферы Северной Евразии. Эта структура, простирающаяся от Северного Ледовитого океана на севере практически до границ Монголии на юге и от Енисея на западе до Лены на востоке, при всей схожести формулировок не имеет однозначной трактовки (консенсуса) с точки зрения ее обозначения в научной литературе в России и в мире. В англоязычных работах это Сибирский кратон [1], в российских, особенно касающихся вопросов нефтегазовой геологии, всегда только Сибирская платформа.

Для того чтобы каким-то образом урегулировать этот вопрос для российских геологов, авторы предлагают компромиссный вариант, предполагающий использование термина «кратон» для докембрия, пока на породах фундамента не были сформированы хорошо стратифицированные и прослеживающиеся на значительных площадях отложения осадочного чехла. Термин «платформа», по мнению авторов, будет вполне обосновано использовать с фанерозоя, а в данном конкретном случае – с кембрия, когда практически на всей площади докембрийского фундамента началось накопление отложений осадочного чехла, продолжающееся до настоящего времени.

Таким образом, исходя из этого посыла, применительно к югу Сибири можно попытаться трактовать эту структуру как кратон в докембрии и платформу с раннего кембрия. Рассмотрим, согласно предлагаемой схеме, развитие данного фрагмента континентальной литосферы Северной Евразии в процессе трансформации Сибирского кратона в Сибирскую платформу на примере южного фланга (!) этой структуры.

Согласно современным представлениям (обзор в [2]) Сибирский кратон как фундамент будущей Сибирской платформы был сформирован в палеопротерозое (2.00–1.85 млрд лет назад) в результате амальгамации разрозненных террейнов и супертеррейнов архейского и раннепротерозойского возраста в единую крупную консолидированную структуру. После завершения стадии кратонизации, на интервале от 1.75 до 1.70 млрд лет, в пределах кратона проявились процессы внутриконтинентального растяжения. Эти события маркируются роями даек базитового состава и незначительными по объемам гранитными массивами [2–5]. Процессы растяжения позднего палеопротерозоя не привели к дезинтеграции кратона, а завершились лишь заложением и развитием в его южной и юго-восточной части относительно локальных внутриконтинентальных рифтов (грабенов) – Урикско-Ийского и Биллякчано-Улканского соответственно и приуроченных к ним осадочных бассейнов [4, 6]. Возраст детритовых цирконов в терригенных породах Урикско-Ийского грабена (ингашинская, далдарминская и ермасохинская свиты) демонстрирует архей-палеопротерозойские значения, характерные для пород Сибирского кратона [6].



Следует признать, что терригенные и вулканогенно-терригенные отложения внутриконтинентальных бассейнов в силу ограниченных масштабов территориальной распространенности слагающих их отложений не могут рассматриваться в качестве древнего осадочного чехла и, следовательно, кратон на данном этапе и вплоть до позднего неопротерозоя оставался кратоном, в той трактовке этого термина, как его понимают авторы данной работы, да и все мировое научное сообщество [1].

Последующий период геологической истории Земли, охватывавший интервал времени от позднего палеопротерозоя (1.70 млрд лет) до криогения (средняя часть неопротерозоя), характеризуется крайне ограниченными масштабами магматической активности, тектонических перестроек и очень локальным проявлением процессов седиментогенеза, что позволило рассматривать это время как «период глобальной неопределенности» (или Super Gap) [7], «скудный миллиард лет» (boring billion) [8] или как «Земля среднего возраста» (Earth's middle age) [9]. Примечательно, что этот временной интервал отвечает времени существования двух суперконтинентов: Нуна (или Колумбия), образовавшегося около 1.6 млрд лет и частично распавшегося между 1.4 и 1.2 млрд лет [10–14], и Родиния, образовавшегося между 1.1 и 0.9 млрд лет и распавшегося после 0.8–0.7 млрд лет [15, 16]. Важно отметить, что Сибирский кратон входил в структуру обоих упомянутых выше суперконтинентов и своим южным флангом был ориентирован в их внутренние области, а именно к северному флангу Лаврентии (Северо-Американский кратон) [11–16]. Отмеченное выше расположение юга Сибирского кратона во внутренних областях докембрийских суперконтинентов способствовало предохранению его южного фланга от внешних тектонотермальных воздействий на протяжении практически всего мезо- и неопротерозоя и обеспечивало условия для развития на юге кратона лишь незначительных по масштабам внутриконтинентальных бассейнов, фрагменты разрезов которых локально представлены на рассматриваемой территории [17, 18]. В частности, детритовые цирконы в терригенных породах присаянской и прибайкальской части южного фланга Сибирского кратона (шангулежская, тагульская и ипситская свиты карагасской серии Присаянья, нуганская свита Прибайкалья) имеют архейский и палеопротерозойский возраст, указывающий на породы фундамента кратона как единственный источник обломочного материала в бассейнах седиментации [17, 19–21].

Резкая смена стиля геодинамической эволюции юга Сибирского кратона произошла в позднем неопротерозое (около 650 млн лет назад), на фоне распада Родинии и отделения Сибири от этого суперконтинента. На этом этапе между южным флангом Сибирского кратона и северной частью Лаврентии произошло раскрытие Палеоазиатского океана и была сформирована пассивная континентальная окраина Сибири [17]. Осадочные последовательности пассивной окраины в Присаянском и Прибайкальском районах Сибирского кратона представлены отложениями нижней подсвиты удинской свиты оселковой серии Присаянья и голоустненской свиты байкальской серии Прибайкалья [17, 18, 22–24]. Однако и эти отложения не имели широкого распространения, свойственного породам осадочного чехла древних платформ. Детритовые цирконы в терригенных породах этих свит демонстрируют лишь архей-палеопротерозойские значения возраста, что указывает на породы фундамента кратона как единственный поставщик терригенного материала в развивающуюся вдоль его южного фланга пассивную окраину [17, 23].

На временном интервале 590–610 млн лет в результате приближения к южной окраине Сибирского кратона многочисленных террейнов различной геодинамической природы и микроконтинентов, существовавших независимо от Сибири в пределах докембрийских океанов, в том числе и Палеоазиатского океана, пассивная окраина, развивавшаяся вдоль южного фланга Сибирского кратона, была трансформирована в серию периферических форландовых осадочных бассейнов [17, 24, 25]. На этом этапе процессы осадконакопления также развивались вдоль южного фланга кратона и вплоть до позднего венда не проникали далеко в глубь его территории. Возраст детритовых цирконов в этих терригенных породах (верхняя подсвита удинской свиты и айсинская свита оселковой серии, усть-тагульская свита, мотская серия Присаянья, а также улунтуйская и качергатская свиты байкальской серии и ушаковская свита Прибайкалья) демонстрирует существенное многообразие значений, и кроме архейских и палеопротерозойских пиков, характерных для пород фундамента кратона, в большом количестве появляются цирконы с неопротерозойским возрастом [17, 20, 23, 26–28]. Последние указывают на поступление в форландовые осадочные бассейны обломочного материала с микроконтинентов и террейнов, существовавших в Палеоазиатском океане.

В самом раннем кембрии произошла смена форландовых осадочных бассейнов бассейном общего погружения платформы [24, 28]. Континентальные условия осадконакопления сначала сменились прибрежно-морскими, а далее в раннем и среднем кембрии в условиях глобальной

трансгрессии произошло накопление мощных карбонатных и галогенно-карбонатных отложений в морском мелководном бассейне на огромных территориях всей южной части Сибирского кратона [23, 24]. Эти осадочные последовательности, имеющие широчайшее региональное распространение, и стали первыми отложениями платформенного чехла, поэтому именно ранний кембрий может расцениваться как время трансформации Сибирского кратона в Сибирскую платформу.

Отложения платформенного чехла практически полностью перекрыли выступы раннекембрийского фундамента, что четко отразилось в возрасте детритовых цирконов из прослоев терригенных пород среди карбонатных отложений среднего и верхнего кембрия, а именно верхоленской свиты [29]. Для этих пород фиксируется крайне необычный (по сравнению с предыдущими и последующими периодами геологической истории региона) набор детритовых цирконов, среди которых практически полностью отсутствуют зерна архей-раннепротерозойского возраста. Доминирующим источником обломочного материала в терригенных толщах верхоленской свиты выступали раннепалеозойские геологические комплексы формирующегося в раннем палеозое Центрально-Азиатского складчатого пояса, о чем свидетельствует отчетливый пик наиболее представительной генерации цирконов на отметке около 500 млн лет, отражающий эндогенную активность на этапе раннепалеозойской орогении [29].

В конце кембрийского периода и в раннем ордовике начался этап регрессии моря и общего поднятия территории, что привело к накоплению преимущественно терригенных отложений в чехле Сибирского кратона [22, 29–31]. Эти события были связаны с масштабными аккреционно-коллизийными процессами в пределах северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [32–36].

Смена тектонического режима отчетливо отразилась и в спектрах детритовых цирконов из пород раннепалеозойского осадочного чехла Сибирской платформы. Так, детритовые цирконы из песчаников бадарановской свиты среднего ордовика, братской свиты позднего ордовика, кежемской и балтуринской свит раннего силура демонстрируют бимодальное распределение с двумя равнозначными пиками на 1840 и 450 млн лет. По-видимому, ордовикский орогенез способствовал выведению на поверхность из-под толщи кембрийских осадочных отложений пород докембрийского фундамента, обеспечивших, наряду с породами Центрально-Азиатского складчатого пояса, привнос в осадочные разрезы обильного детритового материала палеопротерозойского возраста.

Приведенные результаты демонстрируют, каким образом происходила трансформация Сибирского кратона в Сибирскую платформу с формированием свойственного для платформ мощного осадочного чехла и как этот переход от кратона к платформе отразился в спектрах возрастов детритовых цирконов из терригенных отложений региона на отрезке его геологической истории продолжительностью более полутора миллиардов лет: от палеопротерозоя (>2.0 млрд лет) до среднего палеозоя (~0.42 млрд лет).

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, <https://rscf.ru/project/23-17-00196/>.

- [1] *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. 662 p.
- [2] *Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.*
- [3] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизийные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb-геохронологические и Sm-Nd-изотопные данные // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 386–391.*
- [4] *Ларин А.М. Улкан-Джугджурская анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная рудоносная магматическая ассоциация (Сибирский кратон): возраст, тектоническое положение, источники и металлогения // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 4. С. 291–316.*
- [5] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Ernst R.E., Söderlund U., Kotov A.B., Kovach V.P., Okrugin A.V. 1.79–1.75 Ga mafic magmatism of the Siberian craton and Late Paleoproterozoic paleogeography // Precambrian Research. 2022. V. 370. 106557.*
- [6] *Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 17–31.*
- [7] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanovich A.M. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Sciences. 2010. V. 310. P. 812–825.*

- [8] Roberts N.M.W. The boring billion? Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinent // *Geoscience Frontiers*. 2013. V. 4. P. 681–691.
- [9] Cawood P.A., Hawkesworth C.J. Earth's middle age // *Geology*. 2014. V. 42. P. 503–506.
- [10] Rogers J.J.W., Santosh M. Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia // *Gondwana Research*. 2009. V. 15. P. 373–380.
- [11] Evans D.A.D., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*. 2011. V. 39. P. 443–446.
- [12] Zhang S., Li Z.X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 353–354. P. 145–155.
- [13] Pisarevsky S.A., Elming S.-Å., Pesonen L.J., Li Z.-X. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond // *Precambrian Research*. 2014. V. 244. P. 207–225.
- [14] Elming S.-Å., Salminen J., Pesonen L.J. Paleo-Mesoproterozoic Nuna supercycle // *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 16. P. 499–548.
- [15] Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. P. 179–210.
- [16] Evans D.A.D. Meso-Neoproterozoic Rodinia supercycle // *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 17. P. 549–576.
- [17] 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.
- [18] Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
- [19] Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Хубанов В.Б., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Отложения рифтогенного этапа развития пассивной окраины Палеоазиатского океана (Байкальский сегмент) // *Доклады РАН*. 2018. Т. 478. № 5. С. 566–569.
- [20] Romanov M., Sovetov Ju.K., Vernikovskiy V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I. Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // *International Geology Review*. 2021. V. 63. № 13. P. 1658–1681.
- [21] Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ван К.-Л., Ли Х.-Я. Позднедокембрийский «предледниковый» этап осадконакопления на юге Сибирской платформы (по результатам изучения состава терригенных пород и детритовых цирконов) // *Геология и геофизика*. 2023. Т. 64. № 1. С. 34–52.
- [22] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Новосибирск, 1983. 214 с.
- [23] Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 10. С. 1472–1490.
- [24] 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.
- [25] 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.
- [26] Priyatkinina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U-Pb-Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // *Precambrian Research*. 2018. V. 305. P. 197–217.
- [27] Гладкочуб 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.
- [28] Marusin V.V., Kolesnikova A.A., Kochnev B.B., Kuznetsov N.B., Pokrovsky B.G., Romanyuk T.V., Karlova G.A., Rud'ko S.V. et al. Detrital zircon age and biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the Ediacaran–Cambrian transitional interval in the Irkutsk Cis–Sayans Uplift, Southwestern Siberian Platform // *Geological Magazine*. 2021. V. 158. № 7. P. 1156–1172.

- [29] 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*: X. 2022. V. 8. 100107.
- [30] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Ангаро-Енисейская. Масштаб 1:1000000. Лист N-48 (Иркутск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 574 с.
- [31] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Motova Z.L., Khubanov V.B. 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.
- [32] Донская Т.В., Скляр Е.В., Gladkochub D.P., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // *Доклады РАН*. 2000. Т. 374. № 7. С. 1075–1079.
- [33] 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.
- [34] Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 4. С. 500–522.
- [35] 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: Borntraeger Science Publishers, 2015. P. 154–183.
- [36] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demanterova 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.



## КАТАЕВСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ЗАБАЙКАЛЬЕ): СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

И.В. Гордиенко<sup>1</sup>, Д.В. Метелкин<sup>2,3</sup>, В.С. Ланцева<sup>1</sup>, А.Л. Елбаев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, valery\_fox@list.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Согласно нашим представлениям, раскрытие Палеоазиатского океана (ПАО) началось на рубеже мезопротерозоя – неопротерозоя. В забайкальской части ПАО можно выделить два смежных бассейна – Баргузино-Витимский и Бырка-Урулунгуевский (Приаргунский) [1]. Предполагается, что в это время вдоль Сибирской окраины ПАО могла существовать непрерывная цепь островных дуг и связанных с ними бассейнов, разделенных различными по величине кратонными террейнами. Одним из элементов этой системы является Катаевская вулканическая дуга. Отвечающий ей комплекс сохранился в складчато-покровной структуре Центрального Забайкалья в междуречье рек Хилок и Чикой в виде интенсивно дислоцированного фрагмента относительно слабометаморфизованных вулканических пород базальтового и андезитового состава [2, 3 и др.].

Авторы рассматривают вопросы возраста, геодинамические условия формирования и преобразования катаевского вулканического комплекса на основе новых материалов по геологическому строению, вещественному составу, геохронологии и палеомагнетизму [4].

В Центральном Забайкалье были выделены метавулканиды базальтового и андезитового состава в районе с. Катаево, объединенные в составе катаевской свиты нижнего палеозоя, а позже эти породы были условно отнесены к венду [5 и др.].

В геологическом строении района, наряду с метавулканидами, в виде отдельных блоков также присутствуют гнейсы и кристаллические сланцы древнего протерозойского метаморфического комплекса. Поля этого комплекса, включая метавулканиды, пронизаны дайками и интрузивными телами габбро, габбро-диоритов, диоритов, монзонитов, кварцевых сиенитов, гранитов малханского (U-Pb по циркону 646, 472±2 и 440±5 млн лет), шарагольского (U-Pb по циркону 330±5 млн лет), а также бичурского и куналейского (<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar по биотиту 199±4, 174 и 164 млн лет) комплексов [4]. Перекрывающая эти образования мезозойская осадочно-вулканогенная формация включает две толщи. Первая отвечает средневерхнетриасовой чернойяровской свите со слоями базальных конгломератов, в гальке которых, в частности, обнаружены лейкограниты и метавулканиды, соответствующие катаевскому комплексу, вторая – хилокской свите нижнего мела, которая включает многочисленные потоки и покровы трахибазальтов, шошонитов, латитов, формирующих единую генетическую серию, типичную для широко проявленного в регионе внутриплитного магматизма, связанного с обстановкой внутриконтинентального растяжения [6–8 и др.].

Получены новые данные по метавулканидам катаевской свиты. Образцы этих пород проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Также определение содержаний редких и редкоземельных элементов в пяти представительных образцах было выполнено методом ICP-MS в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

По вещественному составу среди изученных вулканических пород катаевской свиты преобладают метабазальты и метаандезитобазальты, реже встречаются метаандезиты. Степень преобразования пород в основном отвечает зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Фигуративные точки состава пород на диаграмме SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O [9] из-за повышенного содержания Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O и изменения состава некоторых оксидов при метаморфизме попадают в субщелочные поля трахибазальтов, трахиандезитобазальтов и трахиандезитов. При этом на диаграмме

Nb/Y – Zr/TiO<sub>2</sub> [10] фигуративные точки находятся в поле нормальных андезитов, андезибазальтов с отклонением в субщелочные базальты и одной пробы в щелочные базальты.

По содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O метавулканиды катаевской свиты можно отнести к калиево-натриевой высокоглиноземистой андезит-андезибазальт-базальтовой вулканической серии. Спектры распределения редкоземельных элементов и мультиэлементные спектры точно соответствуют породам островодужного генезиса. Отмечаемые минимумы по Nb, Ta, Ti, Eu, Rb и максимумы по Ba, U, K, Sr, La сближают их с развитыми дугами Курило-Камчатского типа [11].

Для обоснования возраста катаевской свиты была отобрана проба из метаандезибазальта из коренного обнажения стратотипического разреза по р. Унго. Определение возраста выполнено U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). По восьми точкам (8 зерен) получен возраст в интервале от 832±12 до 891±14 млн лет. На стандартной диаграмме они образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает времени кристаллизации магмы и соответствует возрасту 852±9 млн лет. Зерна двух цирконов (3 точки) дали заметно более молодой возраст – в среднем 309±6 млн лет. Но эти цифры, очевидно, отвечают времени термального воздействия, которое наилучшим образом соответствует внедрению габброидов шарагольского комплекса [3]. Все изученные метавулканиды характеризуются низкими величинами <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.7031 и высокими положительными величинами ε<sub>Nd</sub>(852)=+9.29 со значениями Nd модельного возраста T<sub>Nd</sub>(DM) от 800 до 700 млн лет, что свидетельствует о формировании исходных для них расплавов за счет преимущественно неопротерозойских ювенильных источников при ограниченном вкладе древнего корового материала [3].

Аналогичный неопротерозойский (845±5 млн лет) U-Pb возраст получен также для гальки лейкократовых гранитов из базальных конгломератов перекрывающей чернойровой свиты. Соответствующая проба отобрана у с. Катаево. В ряде обнажений отмечено, что подобные лейкограниты инъецируют метаандезибазальты, имеют схожую положительную величину ε<sub>Nd</sub>(845)=+0.99 с Nd модельным возрастом протолитов T<sub>Nd</sub>(DM) 910–753 млн лет, т.е. могут рассматриваться как комагматичные катаевскому вулканическому комплексу.

В составе естественной остаточной намагниченности установлена только одна регулярная компонента. Комплекс стандартных приемов палеомагнитного анализа свидетельствует о ее метахронной природе и позволяет датировать баррем-аптским интервалом ~ 120 млн лет, синхронным проявлению внутриплитного базальтоидного магматизма, типичным представителем которого в изученном районе является хилокская свита. Соответственно, первичная неопротерозойская палеомагнитная информация не сохранилась, а перемагничивание связано с тектонотермальной переработкой заключительного этапа преобразования континентальной коры МОСП.

Таким образом, комплекс полученных петрогеохимических, изотопно-геохронологических, палеомагнитных данных и обзор существующих сведений о проявлении неопротерозойского магматизма в Забайкальском регионе позволяют предложить палеогеодинамическую реконструкцию, согласно которой заложение Катаевской островной дуги ~850 млн лет назад произошло вдоль южной окраины Муйско-Станового блока и связано с субдукцией океанической литосферы Бырка-Урулюнгуевского (Приаргунского) бассейна ПАО. На заключительном юрско-меловом этапе формирования структуры МОСП аккрецированные реликты катаевского вулканического комплекса подверглись перемагничиванию и утратили палеомагнитную информацию о их первоначальном палеогеографическом положении.

Исследования выполнены в рамках госзадания ГИН СО РАН им. Н.Л. Добрецова по проекту IX.124.1.3 «Палеоокеанические и окраинно-континентальные комплексы в структурах складчатых поясов: состав, возраст, условия формирования и геодинамические обстановки», номер гос. рег. АААА-А17-117011650013-4, определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено за счет средств гранта РФФ № 22-27-20141.

- [1] 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.
- [2] Сизых В.И. Геологическое строение и история развития Малханского антиклинория (Западное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1967. 25 с.
- [3] Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.

- [4] 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 и геофизика. 2023. Т. 64. № 3. С. 386–403.
- [5] Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР / Ред. А.Л. Яншин. Масштаб 1:1500000. Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
- [6] 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.
- [7] Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.
- [8] Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х., Климук В.С. Раннемеловая геодинамика Забайкалья: палеомагнитный аспект // Доклады РАН. 2003. Т. 393. № 4. С. 515–520.
- [9] Le Maitre R.W. (Ed.). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
- [10] Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical geology. 1977. V. 20. P. 325–343.
- [11] Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–266.

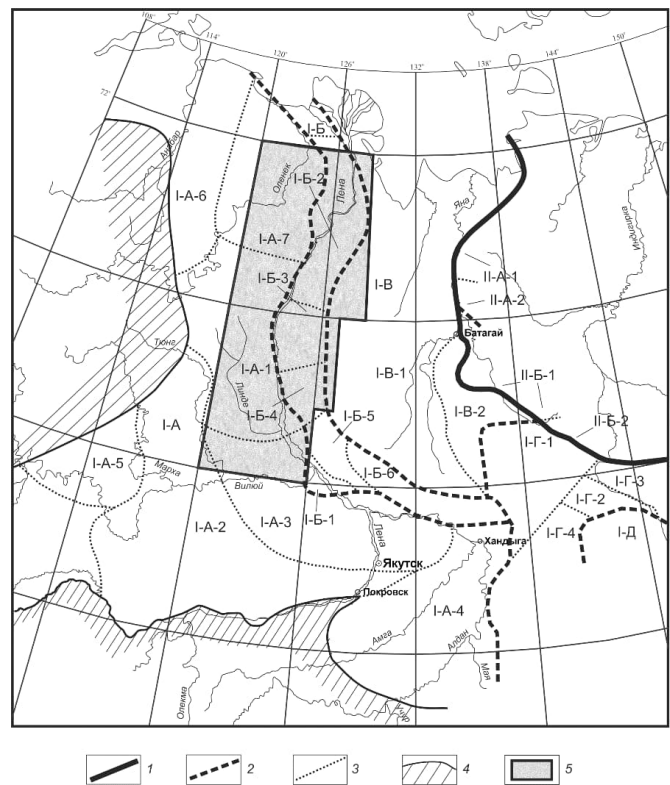


## НОВАЯ НАХОДКА БЕЛЕМНИТА В КИМБЕРЛИТЕ – ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО ЭКСПАНСИИ РАННЕТОАРСКОЙ МОРСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ В ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ БОРЕАЛЬНОМ ОСАДОЧНОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ И ПРОЯВЛЕНИЕ В ЕГО ЛАНДШАФТАХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В.С. Гриненко

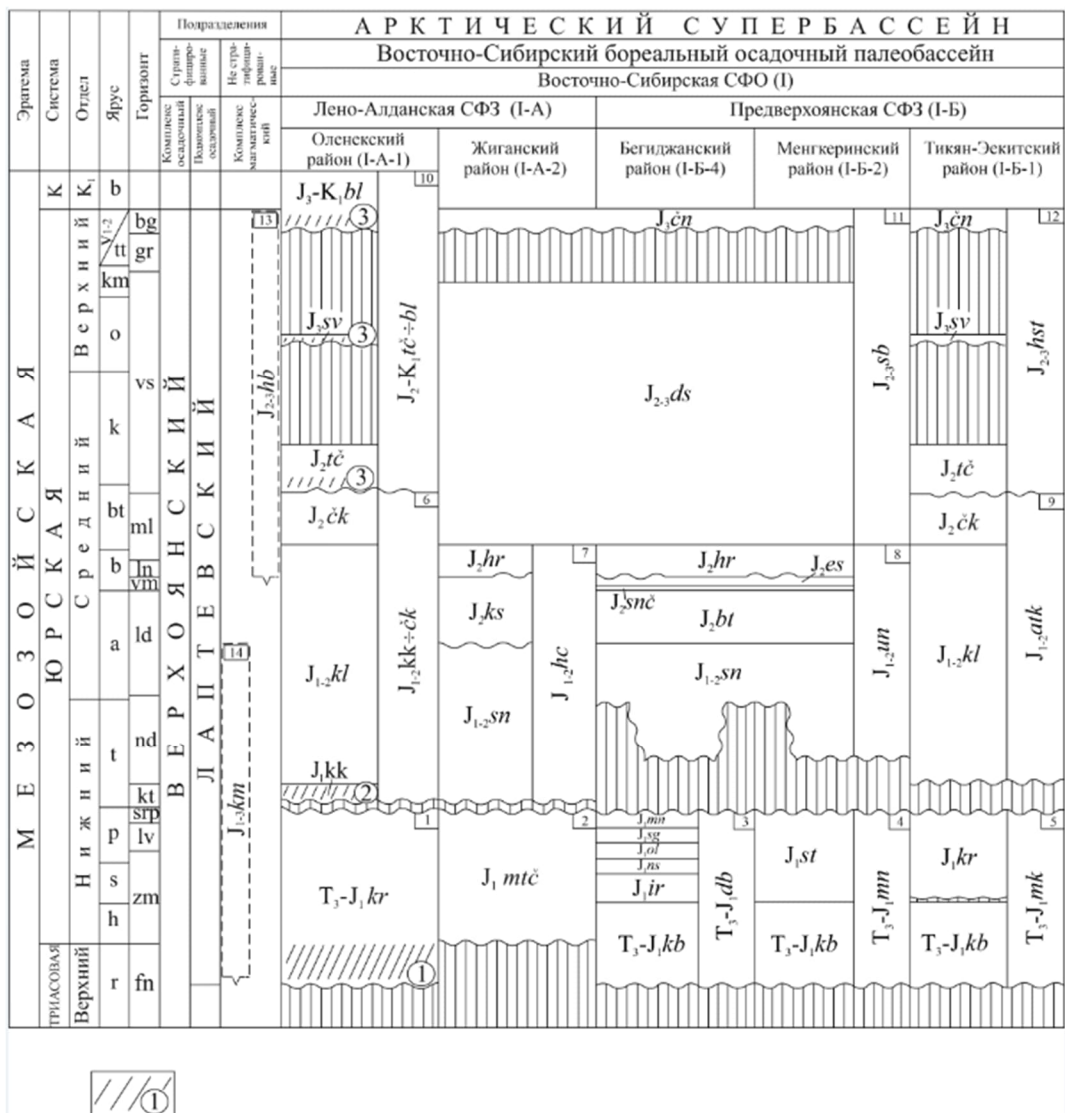
Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, grinenkovs52@mail.ru

Объектом исследований являются стратифицированные морские осадочные и нестратифицированные магматические образования, которые сформированы в течение юрского периода на территории западной периферии Верхояно-Колымской орогенной области (ВКОО) и прилегающих основных краевых отрицательных структур древней Сибирской платформы (СП) (рис. 1). Целью исследования является совершенствование порайонных стратиграфических основ морских и континентальных отложений юры Восточно-Сибирского бореального осадочного палеобассейна (ВСОБ) [1]. Реализация этой цели позволит оптимизировать поиски минерального сырья в отложениях, продуктивные горизонты которых приурочены к определенным стратиграфическим уровням и фаціальным обстановкам (рис. 2). Это нацелит исследователей на необходимость в межрегиональных корреляциях использовать различные части ВСОБ в целях постоянного совершенствования порайонных стратиграфических основ юры, что, в конечном итоге, повлечет за собой и ревизию существующих палеогеографических реконструкций рассматриваемого интервала в изученных регионах ВКОО и СП [2].



**Рис. 1.** Схема структурно-фациального районирования верхнетриасовых – юрских отложений лаптевского подкомплекса верхоянского терригенного комплекса Восточно-Сибирского бореального осадочного палеобассейна. Аббревиатура элементов районирования (по [1, 2, 4]). Границы структурно-фациальных подразделений: 1 – областей, 2 – зон, 3 – районов, 4 – контур отсутствия отложений, 5 – район исследований.





**Рис. 2.** Схема корреляции верхнетриасовых – юрских отложений лаптевского подкомплекса верхоянского терригенного комплекса Восточно-Сибирского борейального осадочного палеобассейна. Аббревиатура стратифицированных и нестратифицированных подразделений (по [1, 2, 4]). Условные обозначения (в кружках). Потенциально перспективные алмазоносные уровни: 1 – верхнерэтский, 2 – нижнетоарский, 3 – келловей-средневожский.

По найденному в 2022 г. в кимберлитах трубки Обнаженной фрагменту роста белемнитов, определенному как *Arcobelus cf. krimholzi* (Sachs, 1970), установлен его возраст – тоар-раннеааленский (конец ранней – начало средней юры) [3]. В этой связи на диапазон существования белемнитов представителей рода *Arcobelus* приходится один из рубежей развития кимберлитового магматизма, оцененный в  $177 \pm 1.5$  млн лет на северо-востоке Сибирского кратона. Он соответствует проявлению данлапской (плинсбахский – тоарский ярусы) фазы тектонической активизации. Это время компенсации ВСОБ, когда на фоне доминирующего влияния режима Арктического супербассейна (талассократический фактор) проявляются элементы Тихоокеанского супербассейна (геократический фактор). Эти процессы маркируются в ВКОО и на востоке СП крупной раннетоарской трансгрессией и субрегиональным перерывом (отсутствие местами сунтарской свиты) [4], а также проявлением обширной инверсии восточной периферии СП [5, 6], включающей погребенные сводовые поднятия архейского фундамента – Мунское и Якутское, и выступы, сопряженные с первым (Атырканский), и с последним (Томпонский).

Работа выполнена по госзаданию ИГАБМ СО РАН и профинансирована Минобрнауки Российской Федерации.

- [1] *Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Слостенов Ю.Л., Щербаков О.И.* Геологическое строение Большого Якутска // Региональная геология Якутии. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1995. С. 3–20.
- [2] *Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л.* Новые данные о стратиграфии верхнетриасовых-юрских отложений перспективных на алмазы районов Сибирской платформы // Наука и образование. 2009. № 4 (56). С. 21–30.
- [3] *Дзюба О.С., Гриненко В.С., Ощепкова М.Г., Шурыгин Б.Н.* Первая находка тоар-раннеалленского белемнита в кимберлитах трубки Обнаженная (северо-восток Сибирской платформы) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023 (в печати).
- [4] *Слостенов Ю.Л., Гриненко В.С., Петров В.Б., Сапьяник В.В.* Новые данные по стратиграфии морских юрских отложений Лено-Алданского междуречья // Геология и геофизика. 1989. № 11. С. 139–142.
- [5] *Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г.* Верхоянский складчатый пояс – ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 42–46.
- [6] *Ян-Жин-Шин В.А., Урзов А.С., Гриненко В.С., Бирюлькин Г.В., Слостенов Ю.Л., Спектор В.Б., Камалетдинов В.А., Прокопьев В.С.* Новый этап картографирования территории Якутии // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 25–27.



## ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАГМАТИЗМА РУДНОГО АЛТАЯ

Н.И. Гусев, Л.Ю. Романова

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

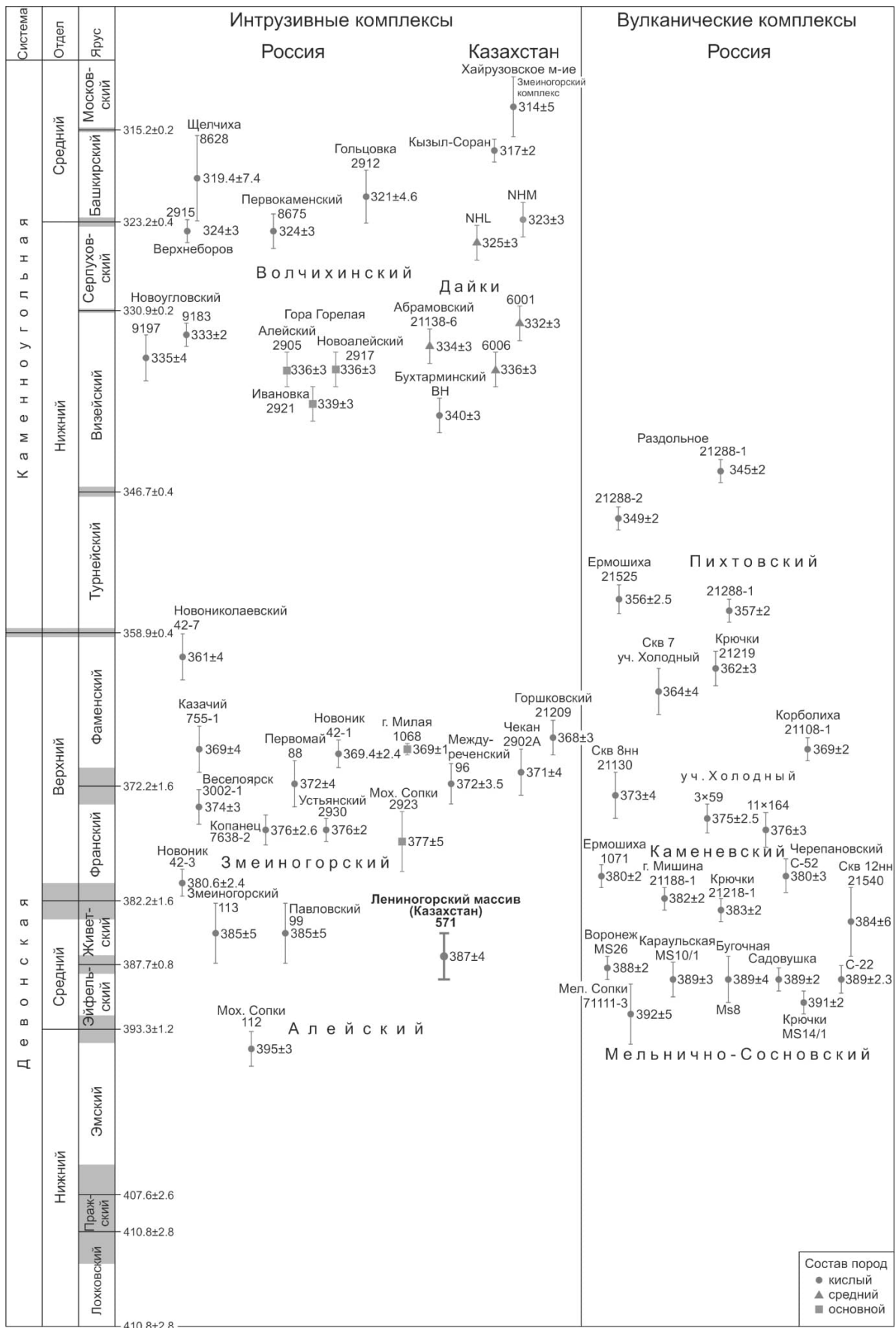
В российском Рудном Алтае выделяется четыре этапа магматизма в возрастном диапазоне от конца раннего девона до среднего карбона [1]. Наиболее ранний мельнично-сосновский дацит-риолитовый вулканический комплекс ( $D_{1-2ms}$ ) включает эффузивно-пирокластические толщи мельничной, сосновской свит и пространственно ассоциирующие с ними субвулканические образования. Массовое U-Pb датирование циркона из вулканитов мельнично-сосновского комплекса [2] показало преимущественно эйфельский возраст 392–388 млн лет (рис. 1). С мельнично-сосновским комплексом связаны месторождения колчеданно-полиметаллической формации (Змеиногорское, Зареченское, Среднее и др.). По возрасту и составу с мельнично-сосновским вулканическим сопоставляется алейский габбро-тоналит-плагиогранитовый плутонический комплекс, породы которого участвуют в строении Алейского и Антошихинского массивов в Алейском поднятении.

Каменевский базальт-дацит-риолитовый вулканический комплекс ( $D_{2-3}$ ) объединяет эффузивно-пирокластические толщи давидовской и каменевской свит с комагматичными субвулканическими и жерловыми образованиями. С каменевским комплексом пространственно и генетически связаны Золотушинское, Ново-Золотушинское, Юбилейное и другие месторождения и проявления полиметаллических руд. Возраст каменевского комплекса определяется стратиграфическим положением палеонтологически охарактеризованной каменевской свиты как позднеживетско-франский, U-Pb возраст 384–362 млн лет. Вулканиты каменевского комплекса обнаруживают комагматические связи с интрузивными образованиями позднедевонского змеиногорского габбро-гранит-лейкогранитового комплекса. Гранитоиды комплекса слагают массивы: Мохнатые Сопки (петротип), Новониколаевский, Раскатинский, Змеиногорский и др. Такой же возраст –  $387 \pm 4$  млн лет – имеет Лениногорский (Синюшинский) массив в казахстанском Рудном Алтае (рис. 1).

Наиболее поздний пихтовский базальт-дацит-риолитовый вулканический комплекс включает эффузивные и пирокластические образования пихтовской свиты и комагматичные субвулканические интрузии. По стратиграфическим данным возраст пихтовского комплекса ограничивается фаменским ярусом верхнего девона фаунистически охарактеризованной пихтовской свиты. Однако датирование риолитов пихтовского комплекса из двух вулканических куполов указывает на их раннекаменноугольный возраст (рис. 1), ранее в Рудном Алтае не отмечавшийся. В строении Ермошихинского вулканокупола также принимают участие риолиты каменевского комплекса с возрастом  $380 \pm 2$  млн лет. В риолитах Раздольненского купола присутствуют две генерации раннекаменноугольного циркона с разницей 12 млн лет: одна – более ранняя с возрастом  $357 \pm 2$  млн лет, вторая с возрастом  $354 \pm 2$  млн лет (рис. 2, пр. 21288-1). Ранняя генерация циркона по возрасту совпадает с цирконом из риолитов Ермошихинской вулканической постройки  $356 \pm 2.5$  млн лет, что подтверждает реальность этого магматического события и дает основание выделять в нижнем карбоне два импульса вулканической активности: один близкий к рубежу девона и карбона (357 млн лет – Ермошихинский вулканокупол), второй на 12 млн лет позже (345 млн лет – Раздольненский вулканокупол).

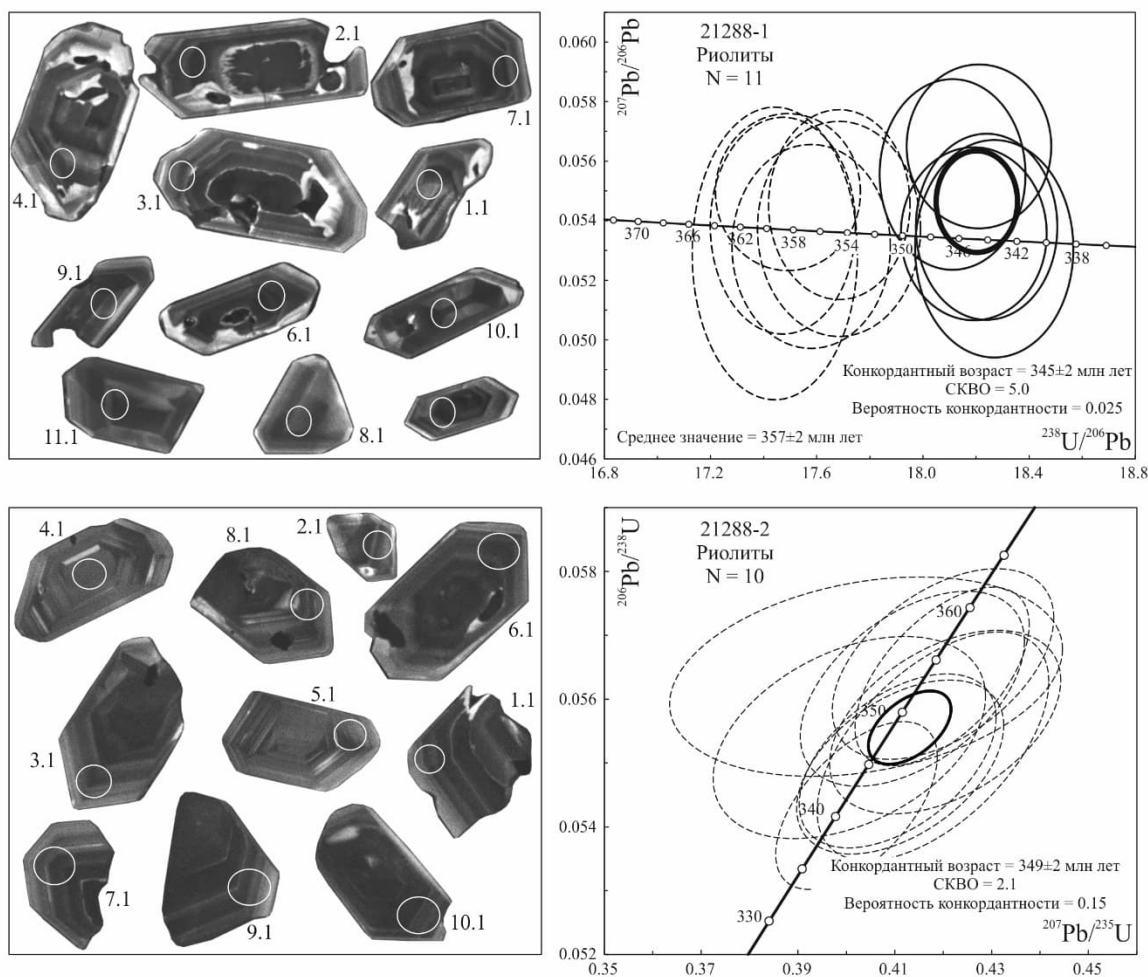
Более поздний волчихинский габбро-тоналит-гранитовый гипабиссальный комплекс ( $C_{1-2}$ ) образует в российском Рудном Алтае две ветви линейно расположенных интрузий с возрастом 339–319 млн лет, контролируемых разломами северо-западного направления.

Сопоставление результатов изотопного датирования (SHRIMP) В.В. Шатова (неопубликованные данные) магматических образований в Соловьевском блоке на Новохайрузовском месторождении в Казахстане с магматическими комплексами российского Рудного Алтая показывает, что интрузивы, относимые в Соловьевском блоке Казахстана к змеиногорскому комплексу,



**Рис. 1. Результаты определения возраста U-Pb методом (SHRIMP и LA-ICP-MS).**

Сверху над знаками проб указаны их номера и названия массивов или участков, справа – возраст в млн лет и доверительные интервалы определения возраста.



**Рис. 2.** Катодолуминесцентные изображения и U-Pb оценки возраста циркона из риолитов вулканического купола с. Раздольное.

имеют нижнесреднекаменноугольный возраст. Габбро-монцодиориты пробы ННМ датированы  $323 \pm 3$  млн лет (СКВО=0.023), роговобманковые кварцевые монцодиориты пробы ННЛ имеют возраст  $325 \pm 3$  млн лет (СКВО=0.25), что соответствуют нижнему карбону, а кварцевые монциты пр. 7167 с возрастом  $314 \pm 5$  млн лет (СКВО 0.042) – среднему карбону. Согласно схеме магматизма российского Рудного Алтая это интрузивы волчихинского комплекса, так как возраст змеиногорского комплекса не моложе позднего девона (см. рис. 1). Также к нижнему карбону относятся плагιοгранит-порфиры (риолит-порфиры) бухтарминского гипабиссального комплекса (образец ВН,  $340 \pm 3$  млн лет, СКВО=0.77), синхронные раннему проявлению магматизма волчихинского комплекса (см. рис.1).

В настоящее время в российском Рудном Алтае не охарактеризованы изотопным датированием погребенные панфиловский андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс и комагматичный ему рубцовский габбро-тоналит-гранитовый гипабиссальный комплекс, развитые в Рубцовской депрессии на Рубцовском поднятии.

[1] Гусев Н.И., Вовшин Ю.Е., Круглова А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алтае-Саянская. Лист М-44–Рубцовск: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 415 с.

[2] Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N. et al. Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 312–338.



## ОФИОЛИТЫ ИРТЫШСКОЙ СУТУРНОЙ ЗОНЫ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

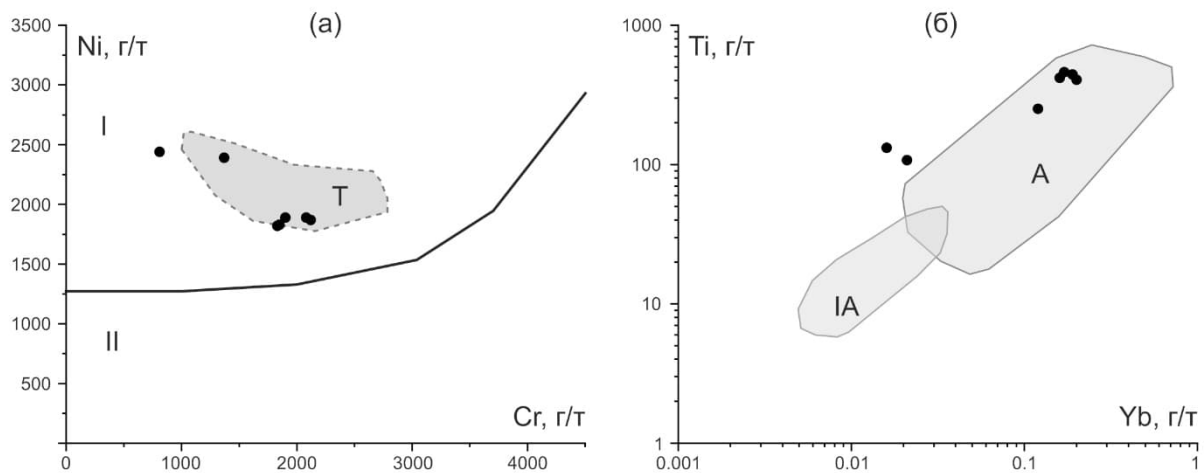
Н.И. Гусев, Л.Ю. Романова

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

Главным свидетельством существования океанической литосферы Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна являются офиолитовые комплексы Чарского пояса. В отличие от обнаженной и хорошо изученной Чарской сутурной зоны [5, 6], сведения об офиолитах Иртышской зоны получены только по скважинам, пробуренным в 2009 г. Горно-Алтайской экспедицией при проведении геолого-съёмочных работ [1].

Иртышская зона имеет северо-западное простирание, параллельное Чарской зоне, и расположена в 80–100 км к северо-востоку. При ширине до первых десятков километров она прослеживается более чем на 600 км, отделяя с юго-запада Рудно-Алтайский террейн от Калба-Нарымского. В глобальном масштабе Иртышская зона прослеживается на 2500 км от Алтая до Тихого океана и интерпретируется как крупный синсубдукционный сдвиг, разделяющий Алтай и Сибирский континент на севере и Джунгарский блок на юге [7].

Иртышская зона в российском Рудном Алтае сложена меланжем серицит-хлоритовых, кварц-серицитовых сланцев, биотитовых и двуслюдяных плагиогнейсов, амфиболитов и кристаллосланцев иртышского метаморфического комплекса с линзовидными телами ультрамафитов сарбасского дунит-гарцбургитового комплекса. Возраст иртышского метаморфического комплекса по метаморфическим оболочкам циркона из биотитовых парасланцев составляет  $354 \pm 3$  млн лет [3], что соответствует турнейскому веку раннего карбона. Метаморфиты прорваны неметаморфизованными интрузивами раннекаменноугольного (335–330 млн лет) и пермского возраста [2, 4].

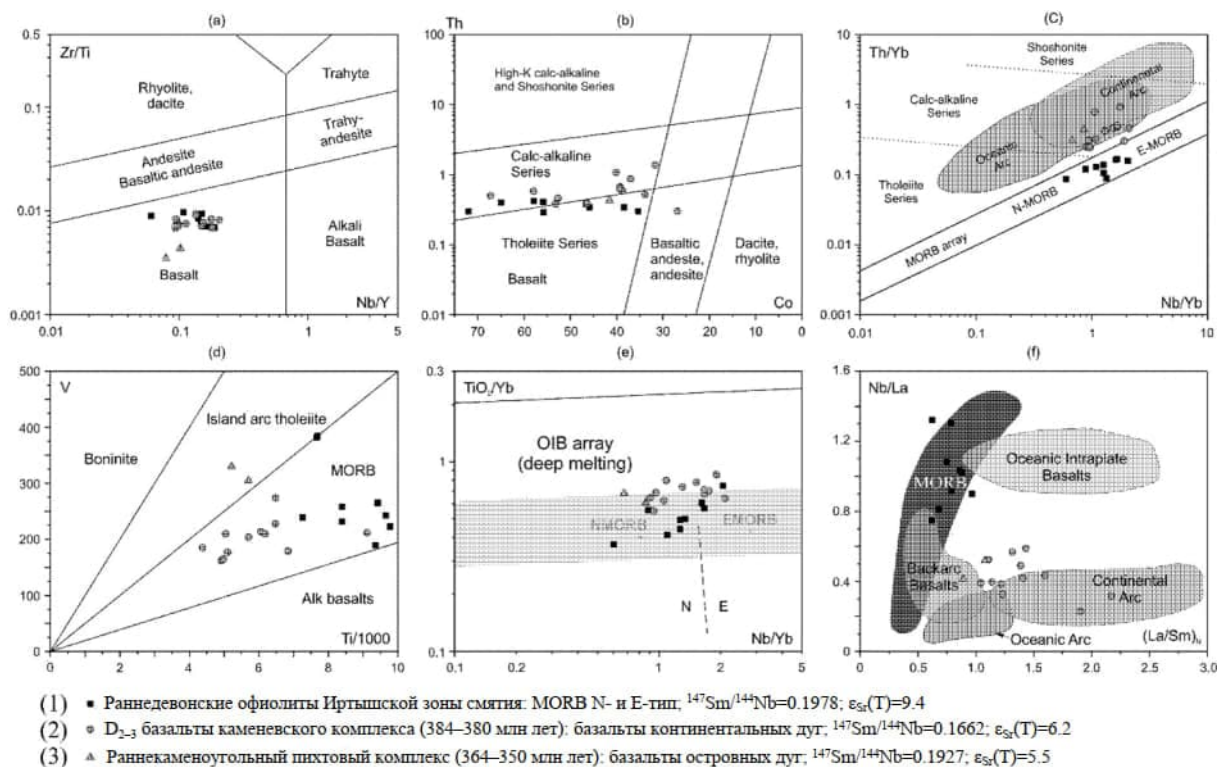


**Рис. 1.** Идентификация ультраосновных пород Иртышской зоны смятия. I – область реститовых гипербазитов, II – куммулятивные ультрамафиты, T – поле ультраосновных пород офиолитов Троодоса (Кипр); IA – островодужные перидотиты; A – абиссальные перидотиты.

Офиолитовая ассоциация Иртышской зоны представлена базальтоидами и ультраосновными породами. Ультрамафиты образуют два узких линзовидных тела северо-восточного простирания мощностью в несколько сотен метров и протяженностью до 5–6 км. Они сложены серпентинизированными гарцбургитами, реже – дунитами, лерцолитами и роговообманковыми горнблендитами. По соотношению Cr-Ni (рис. 1, a) ультрамафиты (11 анализов) являются рести-

товыми, их составы локализуются в поле офиолитов Троодоса (о. Кипр) – спрединговых офиолитов океанического хребта. Соотношение Yb-Ti (рис. 1, б) указывает на их принадлежность также к абиссальным перидотитам. Гарцбургиты характеризуются мантийной величиной  $\epsilon_{Nd}(T) +6.4$  и сильной обогащенностью радиогенным (коровым) стронцием  $\epsilon_{Sr}(T) 76.9$ , что, вероятно, связано с их серпентизацией под воздействием флюидов корового происхождения. Величины  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.22-0.26$  (выше хондритовых), не дают возможности корректно определить модельный возраст протолита.

В российском Рудном Алтае базальтоиды присутствуют в трех подразделениях: в меланже Иртышской зоны смятия, а также в вулканических базальт-дацит-риолитовых комплексах каменевском и пихтовском (рис. 2, а). Базальтоиды относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям (рис. 2, б) и характеризуются положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  от 9.4 до 5.5 (рис. 2) указывающими на мантийный источник базальтовых расплавов.



**Рис. 2.** Геохимические характеристики базальтоидов российского Рудного Алтая и геодинамические обстановки формирования.

По совокупности геохимических характеристик metabазиты Иртышской зоны смятия относятся к MORB N- и E-типа и формировались в условиях срединно-океанического хребта. Базальтоиды среднепозднедевонского каменевского комплекса имеют геохимические характеристики зрелой континентальной магматической дуги. Базальты раннекаменноугольного пихтовского комплекса соответствуют островодужным толеитам и базальтам задуговых бассейнов (рис. 2, d).

В Чарском офиолитовом поясе присутствуют фрагменты как минимум двух внутриокеанических дуг: среднего девона и раннего карбона [6]. Эти субдукционные процессы проявлены в Рудном Алтае в виде двух вулканических базальт-дацит-риолитовых комплексов – среднепозднедевонского каменевского и раннекаменноугольного пихтовского. По данным И.Ю. Сафоновой с соавторами [6], раннекаменноугольные вулканические породы Западной Джунгарии и Восточного Казахстана, вероятно, образовались в континентальной магматической дуге в результате субдукции плиты Обь-Зайсанского океана под активную окраину Казахстанского континента, тогда как породы Рудного Алтая и Восточного Казахстана образовались в результате субдукции Иртыш-Зайсанского океана под внутриокеанскую дугу на активной окраине Сибирского континента [6]. Приведенные данные показывают, что, в отличие от супрасубдукционных офиолитов

Чарской зоны, офиолитовая ассоциация Иртышской зоны смятия является когенетичной и представлена базальтами MORB N- и E-типа и реститовыми ультрамафитами спредингового хребта Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна.

- [1] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-44-III (Новоогорьевское): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2019. 181 с.
- [2] Гусев Н.И. Рудопродуктивный магматизм Северо-Западного Алтая. Saarbrücken: LAMBERT Academic Publishing, 2015. 270 с.
- [3] Гусев Н.И. Геохимические особенности, возраст и геодинамическая обстановка формирования осадочных образований в фундаменте Рудного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая. 2021. № 1–2. С. 29–41.
- [4] Гусев Н.И., Вовшин Ю.Е., Круглова А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алтае-Саянская. Лист М-44–Рубцовск: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 415 с.
- [5] Safonova I., Perfilova A., Obut O. et al. Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of Eastern Kazakhstan: implications from U-Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes // International Journal of Earth Sciences. 2022. V. 111. P. 2449–2468. Doi:10.1007/s00531-021-02059-z.
- [6] Safonova I., Komiya T., Romer R. L. et al. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // Gondwana Research. 2018. V. 59. P. 159–179.
- [7] Zhang Z.C., Zhou G., Kusky T.M. et al. Late Paleozoic volcanic record of the Eastern Junggar terrane, Xinjiang, Northwestern China: major and trace element characteristics, Sr-Nd isotopic systematics and implications for tectonic evolution // Gondwana Research. 2009. V. 16. P. 201–215.





## НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ВУЛКАНИТЫ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ, СИНОРОГЕННЫЕ ВЕНДСКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ И ПЛАТФОРМЕННЫЕ ТОЛЩИ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЦЕНТРАЛЬНО- ТАЙМЫРСКОГО ПОЯСА: ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ТАЙМЫРСКОЙ ОКРАИНЕ СИБИРИ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ РАБОТ)

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, А.С. Васильев, Д.А. Сарапулова

Москва, Геологический институт РАН, danukalovamk@yandex.ru

Территория полуострова Таймыр в тектоническом отношении делится на Южно-, Центрально- и Северо-Таймырский складчатые пояса [1]. Большинство нерешенных геологических проблем связаны с последними двумя. В июле – сентябре 2023 г. осуществлено полевое изучение участка в северо-западной части Центрально-Таймырского пояса, вблизи границы с Северо-Таймырским поясом (верховья р. Шренк), которое проводится по Диабазовому надвигу. В докладе представлены предварительные результаты этих исследований.

Главной целью экспедиции является решение проблемы взаимоотношений разнофациальных отложений кембрия и ордовика, обнаженных по разные стороны Диабазового надвига и накопившихся, согласно распространенному мнению, на разных континентах. Северо-Таймырский пояс целиком на всей своей гигантской площади сложен нижнекембрийским «флишоидным комплексом». В интерпретации [2, 3 и др.] он сформировался на пассивной окраине Карского микроконтинента или Карского блока Балтики, который был отделен океаном от Сибири. Мы считаем нижнекембрийский осадочный бассейн Северо-Таймырского пояса передовым прогибом, возникшим на окраине Сибирского палеоконтинента перед фронтом Тиманского орогена, надвигавшегося с севера (в современных координатах) [4]. Главным подтверждением этой идеи явились наши наблюдения на западе Таймыра в бассейне р. Хутудабига [4, 5], где Диабазовый надвиг не выражен явным образом и где наблюдается стратиграфическое перекрытие флишоидного комплекса нижнепалеозойскими породами переходной к Центрально-Таймырскому поясу зоны. Наиболее слабый момент в нашей интерпретации – литологический контраст между разрезом кембрия – ордовика переходной зоны в бассейне р. Хутудабига и одновозрастной последовательностью Центрально-Таймырского пояса, о строении которой пока можно судить только по литературным данным. В районе запланированных полевых работ нижний – средний кембрий сложен маломощными глинисто-карбонатными породами с мелководной фауной [6]. Породы верхнего кембрия и низов ордовика, по опубликованным описаниям, имеют сходство с одновозрастной толщей на Западном Таймыре (косослоистые известняки и известковистые алевролиты, сланцы), но более высокие горизонты ордовика снова отличаются. Они образованы преимущественно углеродистыми кремнистыми сланцами с граптолитами и пиритом, тогда как в переходной зоне существенная роль в разрезе принадлежит тонкому переслаиванию сланцев и (карбонатных) алевролитов с прослоями песчаников. Авторы рассчитывают детально изучить строение разреза нижнего палеозоя в районе верховьев р. Шренк, постараться выявить черты сходства с разрезом переходной зоной и реконструировать фациальную зональность в осадочном бассейне кембрия – ордовика.

Другая задача полевых работ – получение новых фактических данных о слабоизученных породах неопротерозоя, характеризующих несколько этапов развития активной окраины Сибири. Неопротерозойский интервал разреза в районе полевых работ представлен тремя комплексами [6]. (1) Рассланцованные и метаморфизованные в зеленосланцевой фации metavулканиды и карбонатные породы, включающие два небольших тела габбро и перидотитов(?). Параллелизуется с модинской свитой п-ва Челюскин (северо-восточная часть Центрально-Таймырского пояса). (2) Слабоизмененные дифференцированные вулканиды (аналоги лаптевской свиты п-ова Челюскин), вулканомиктовые обломочные породы, граниты, прорывающие и те, и другие. Возраст гранитов и кислых вулканидов составляет 667–662 млн лет [7]. Контакт с (1)

тектонический. (3) Неметаморфизованные синорогенные обломочные породы (посадочная свита) с угловым несогласием залегают на (1) и (2). Комплексы 1–3 несогласно перекрыты венд-кембрийским чехлом, сложенным преимущественно карбонатными породами. Можно предположить, что комплекс 3 также относится к венду (нижнему). Авторы изданных геологических карт (их на эту территорию существует четыре) не сходятся во мнении по поводу выделения свит для докембрия, их объема и стратиграфического положения. Изотопных датировок вулканитов и интрузивных пород крайне мало. Детальное изучение территории позволит существенно уточнить докембрийскую геологическую историю Центрально-Таймырского пояса. К началу совещания, очевидно, продатированы образцы не будут, но полевые наблюдения позволят наглядно проиллюстрировать в ходе доклада неопротерозойские комплексы изучаемой территории и сделать предварительные выводы об обстановках их формирования и последовательности смены этих обстановок.

Кроме того, планируется охарактеризовать мезопротерозойский(?) комплекс метаморфических пород, который геологи-съемщики традиционно картируют как Шренковский выступ раннего докембрия [6, 7]. Эта тема будет подробно рассмотрена в другом докладе (см. Кузьмичев и др., данный сборник).

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

- [1] Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500000: Объяснительная записка / Ред. В.В. Беззубцев. Красноярск, 1986. 177 с.
- [2] Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.
- [3] Pease V., Scott R.A. Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // *Journal of the Geological Society*. 2009. V. 166. P. 517–527.
- [4] Kuzmichev A.V., Danukalova M.K. The Laptev Sea orocline: How to tie loose ends of Arctic fold belts // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 238. 104330.
- [5] Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Сатановский К.К. Существовало ли таймырское продолжение Уральского океана? Предварительные результаты полевых работ 2020 г. на Западном Таймыре, бассейн р. Хутудабига // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. Вып. 18. С. 90–91.
- [6] Беззубцев В.В., Курбатов И.И., Невьянцев О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Таймырская. Листы: S-46-VII-VIII, S-46-IX-X, S-46-XI-XII, S-46-XIII-XIV, S-46-XV-XIV: Объяснительная записка. М., 1998. 207 с.
- [7] Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46 (Тарей): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 490 с.



## ВНУТРИПЛИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КОНЦА ПЕРМИ – НАЧАЛА ТРИАСА НА СЕВЕРЕ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА: ПЛОЩАДНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА

К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков, М.В. Лучицкая

Москва, Геологический институт РАН, degtkir@mail.ru

В конце палеозоя – начале мезозоя в Северной Евразии сформировалась Сибирская крупная изверженная провинция, комплексы которой представлены траппами Сибирской платформы, а также базальт-риолитовыми вулканическими ассоциациями Западно-Сибирской рифтовой системы и Восточного Урала. В этих районах возраст основной вспышки вулканических извержений составляет около 249 млн лет [10, 14, 17]. Более широкие возрастные интервалы формирования базитов, кислых и щелочных пород получены для Норильского района и Кузбасса – 260–228 и 262–240 млн лет соответственно [2]. При этом в некоторых работах Сибирская магматическая провинция на юге ограничена областью распространения чехла Западно-Сибирской плиты, на юго-западе – Челябинским грабеном Южного Урала, а на юго-востоке – Кузнецким бассейном [17]. Однако опубликованные и новые данные указывают на то, что магматические образования, которые могут быть отнесены к комплексам этой провинции, распространены значительно южнее данной границы.

На северо-западе Казахстана в центральной части Тургайского прогиба расположены Кушмурунский, Ашибулакский и Каргалытауский грабены, выполненные вулканогенными породами туринской серии нижнего триаса мощностью до 2000 м. Наиболее крупный Кушмурунский грабен имеет субмеридиональное простирание и размеры 160×80 км. В основании разреза серии залегает толща риолитов мощностью более 600 м, которые перекрываются базальтами с прослоями алевролитов и песчаников мощностью более 1000 м [1]. Соотношение осадочных пород и базальтов меняется по простиранию и зависит от близости к центрам извержений. Для риолитов получена Rb/Sr оценка возраста  $247 \pm 3$  млн лет [11], а в осадочных прослоях среди базальтов собраны остатки фауны и флоры, а также споры и пыльца раннего триаса [1]. По составу базальты Кушмурунского грабена близки к траппам Сибирской платформы [3]. Маломощные (до 20 м) покровы базальтов туринской серии и дайки кайнотипных долеритов выявлены восточнее – в среднем течении р. Ишим севернее пос. Ставрополка и в низовьях р. Иманбурлук в северной части Бурлукского угольного месторождения [1, 4]. Эти породы с резким несогласием полого залегают на нижнепалеозойских и девонских образованиях или прорывают их. В этом районе раннетриасовый возраст базальтов и долеритов предполагается по сопоставлению с разрезами Кушмурунского грабена.

В Восточном Казахстане в 35 км к юго-западу от г. Семипалатинска давно известна раннетриасовая Семейтауская вулканоплутоническая структура, комплексы которой перекрывают и прорывают каменноугольные терригенные толщи Иртыш-Зайсанской зоны [5]. Вулканические и вулканогенно-осадочные породы Семейтауской структуры выделяются в одноименную свиту, в разрезе которой резко преобладают флюидальные риолиты и трахиты, расслоенные туфопесчаниками, туфогравелитами и вулканомиктовыми конгломератами кислого состава. Очень редко среди кислых пород отмечаются базальты. Мощность семейтауской свиты не превышает 400 м. С вулканитами связаны субвулканические тела порфировых гранитов, граносиенитов, сиенитов и монзонитов, которые прорывают как эффузивы семейтауской свиты, так и каменноугольные терригенные толщи. В туфопесчаниках семейтауской свиты известны находки флоры раннетриасового возраста [6], для вулканитов и субвулканических пород получены Ar-Ar и U-Pb оценки возраста  $249 \pm 2$  млн лет [15, 16]. В 80 км юго-восточнее Семейтауской структуры расположен Дельбегетейский массив, прорывающий каменноугольные терригенные толщи и сложенный кварцевыми монзонитами, гранитами и лейкогранитами, для которых получена U-Pb оценка возраста  $249 \pm 2$  млн лет [15]. Особенности состава вулканитов, субвулканических и интрузивных

пород Семейтауской структуры и Дельбегетейского массива свидетельствуют об их формировании во внутриплитных обстановках [15]. Семейтауская свита и сопровождающие ее субвулканические образования также распространены на северо-западном окончании обнаженной части Иртыш-Зайсанской зоны в 100 км к югу от г. Павлодара, где они занимают площадь около 350 км<sup>2</sup>.

В Северном Казахстане, в северной части Ерементау-Чуилийской и Селетинской зон, комплексы рассматриваемого возрастного интервала имеют наиболее широкое распространение, но в публикациях их часто относят к разновозрастным образованиям, а сведения о строении и составе отрывочны [7–9, 13]. В этом регионе известны гранитоидные комплексы, возраст которых примерно соответствует границе перми и триаса, и, вероятно, несколько более молодые вулканоплутонические ассоциации кислого и основного состава. Все эти образования в основном распространены в пределах и обрамлении верхнедевонско-каменноугольной Тениз-Коржункульской синклинали.

Койтасский комплекс лейкократовых субщелочных и щелочных гранитов включает массив Большой Койтас, расположенный северо-восточнее Тениз-Коржункульской синклинали, а также многочисленные тела, которые прорывают слагающие ее каменноугольные терригенно-карбонатные толщи, в том числе массив Малый Койтас. Массив Большой Койтас имеет овальные очертания, размер 27×19 км и сложен средне- и крупнозернистыми, часто порфиroidными, биотитовыми аляскитовыми гранитами. На востоке и севере массива среди них присутствует неполнокольцевое тело рибекит-эгириновых щелочных гранитов шириной до 2–4 км. Массив Малый Койтас и более мелкие тела сложены однородными гранит-порфирами. Для гранитов массива Большой Койтас получена оценка возраста  $251 \pm 3$  млн лет.

Вишнеvский монцонит-граносиенит-гранитный комплекс включает четыре массива – Карагайлинский, Владимировский, Вишнеvский и Байгулы, прорывающие как нижнепалеозойские, так и девонские комплексы. Первые три массива образуют субмеридиональный пояс протяженностью около 100 км. Монцониты присутствуют только во Владимировском массиве. Вишнеvский и Карагайлинский массивы в основном сложены кварцевыми сиенитами и граносиенитами, а массив Байгулы – порфиroidными гранитами. Для граносиенитов Вишнеvского массива получена оценка возраста  $249 \pm 4$  млн лет. Геохимические особенности гранитоидов койтасского и вишнеvского комплексов свидетельствуют об их формировании во внутриплитных обстановках.

Тургайская вулканоплутоническая ассоциация приурочена к северо-западному крылу Тениз-Коржункульской синклинали. Вулканиды, среди которых наибольшее распространение имеют туфолавы и витрофиры кислого состава, занимают площадь около 200 км<sup>2</sup>, а их мощность может достигать 1 км. В центральной части вулканического массива эффузивы прорваны крупным телом анортотазовых гранит-порфиров. Состав вулканидов, их кайнотипный облик, пологое или горизонтальное залегание на дислоцированных девонских и каменноугольных толщах позволяют сопоставлять их с семейтауской свитой Иртыш-Зайсанской зоны и с некоторой долей условности относить к нижнему триасу. В конце 70-х годов XX века для кислых вулканидов этой ассоциации по калиевым полевым шпатам были получены раннемезозойские (233–236 млн лет) К-Аг оценки возраста, однако современные данные о возрасте комплекса отсутствуют.

Бошесорская вулканоплутоническая ассоциация располагается в северо-восточной части Тениз-Коржункульской синклинали [8, 9]. Эффузивы занимают площадь около 15 км<sup>2</sup> и представлены лавами, реже – туфами трахибазальтового, трахиандезитобазальтового, трахиандезитового состава мощностью до 100 м, которые полого перекрывают дислоцированные каменноугольные терригенные толщи. Вулканиды прорваны телами трахибазальтов, трахидолеритов и лейкократовых гранит-порфиров. Восточнее поля распространения эффузивов каменноугольные песчаники и алевролиты прорваны серией полукольцевых интрузивных тел протяженностью до 4 км при ширине выходов до 1 км. Эти тела почти не обнажены и изучены при проведении поискового бурения. Установлено, что они являются расслоенными интрузивами, состав которых меняется от мелкозернистых порфиroidных долеритов и габбро-долеритов в верхней части до биотитовых габбро-норитов, оливиновых меланократовых габбро-норитов, плагиоклазовых пироксенитов, вебстеритов и верлитов в нижней их части. Характерной чертой является приуроченность к нижним частям расслоенных интрузий медно-никелевой минерализации, которая представлена в виде густой вкрапленности, гнезд, прожилков, реже – сплошных горизонтов пирротин-петландитового состава с халькопиритом и пиритом. Рудные минералы могут составлять до 30–45 % объема породы. Содержание меди в рудных телах – до 1.050 %, никеля – до 0.57 %, хрома – до 0.5 %, платины – до 0.27 г/т, палладия – до 0.36 г/т [8, 9]. Особенности состава вулканидов и плутонических пород Бошесорской ассоциации позволяют сопоставлять их с траппами

Сибирской платформы и базальтами туринской серии Тургайского прогиба. При этом полученные ранее K-Ag и Ag-Ag оценки возраста по базальтам являются раннеюрскими ( $183\pm 5$  и  $188\pm 5$  млн лет) [12], но могут являться омоложенными. Для получения более достоверных оценок возраста необходимо проведение U-Pb датирования даек лейкократовых гранит-порфиров, прорывающих базальты Бошесорской ассоциации.

Таким образом, приведенные сведения показывают, что в северной части палеозойд Казахстана достаточно широко распространены разнообразные внутриплитные комплексы самого конца перми – начала триаса, что позволяет существенно расширить границы Сибирской крупной изверженной провинции.

Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069.

- [1] Бунина М.В. Новые данные о триасовых отложениях Тургайского прогиба // Труды КазИМСа. 1961. Вып. 6. С. 28–46.
- [2] Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимические модели мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза месторождений благородных, цветных и редких металлов // Геология и геофизика. 2010. № 9. С. 1159–1187.
- [3] Долгопольская Е.Ф., Ильинская М.И., Николаев В.Г. Нижне-среднетриасовые вулканогенно-осадочные образования Кушмурунской депрессии (Тургайский прогиб) // Известия АН СССР. Серия геологическая. № 6. С. 25–34.
- [4] Емельяненко П.Ф., Несмеянов С.А. Кайнотипные вулканические образования среднего течения р. Ишима // Советская геология. 1962. № 6. С. 121–125.
- [5] Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 191 с.
- [6] Истомин А.Н., Сальменова И.З. Новые данные о нижнетриасовом возрасте семейтауского вулканического комплекса // Вестник АН КазССР. 1964. № 9. С. 86–89.
- [7] Магматизм Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. 168 с.
- [8] Магретова Л.И., Исмаилов Х.К., Маслова И.Г., Курчавов А.М. Петрографо-петрохимические особенности раннемезозойских интрузий мафит-ультрамафитового состава Бозшасорской вулканотектонической структуры (Центральный Казахстан) // Геология и охрана недр. 2022. № 3. С. 20–30.
- [9] Магретова Л.И., Исмаилов Х.К., Маслова И.Г. и др. Медно-никелевое оруденение с платиноидами Бозшасорской вулканотектонической структуры северо-востока Центрального Казахстана // Геология и охрана недр. 2020. № 2. С. 20–29.
- [10] Пучков В.Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. 2012. № 1. С. 42–52.
- [11] Рублев А.Г., Богомолов Е.С., Порошин Е.Е., Шергина Ю.П. Изотопный возраст риолитов туринской серии триаса (Кушмурунский грабен, Тургайский прогиб) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 39–45.
- [12] Симонов В.А., Курчавов А.М., Ступаков С.И., Котляров А.В. Палеогеодинамические условия пермско-мезозойского базальтового магматизма Центрального и Северного Казахстана (петрологические, изотопно-геохимические и минералогические данные) // Материалы XII петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Петрозаводск, 2015. С. 248–250.
- [13] Симонова Л.И. Верхнепалеозойские гранитоиды Ерментауского блока: (Северный Казахстан) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1980. № 12. С. 34–48.
- [14] Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Евразии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.
- [15] Khromykh S.V., Kotler P.D., Kulikova A.V. et al. Early Triassic Monzonite–Granite Series in Eastern Kazakhstan as a Reflection of Siberian Large Igneous Province Activity // Minerals. 2022. V. 12. № 9. 1101.
- [16] Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X.X., Renne P.R. et al. Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakhstan // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2002. V. 107. P. 157–195.
- [17] Reichow M.K., Pringle M.S., Al’Mukhamedov A.I., et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 277. P. 9–20.



## ДРЕВНЕЙШИЕ ГРАНИТОИДЫ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

К.Е. Дегтярев<sup>1</sup>, А.А. Третьяков<sup>1</sup>, М.В. Лучицкая<sup>1</sup>, Н.Л. Вахтина<sup>1</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, degtkir@mail.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Характерной чертой Центрально-Азиатского орогенного пояса является широкое распространение вулканических и плутонических комплексов, формирование которых происходило в пределах островодужных систем с различным типом фундамента. При этом значительные площади занимают образования энсиматических островных дуг, которые в восточной и центральной части пояса имеют позднедокембрийский и раннекембрийский, а в западной – кембрийский и ордовикский возраст. Чингиз-Тарбагатайская энсиматическая островодужная система является наиболее крупной подобной структурой западной части Центрально-Азиатского пояса, развитие которой происходило на протяжении кембрия и ордовика [3, 4, 7]. В современной структуре этой части пояса комплексы Чингиз-Тарбагатайской системы участвуют в строении Бошекуль-Чингизской складчатой области, где приурочены к ряду зон северо-западного простиранья, различающихся возрастом, особенностями строения и состава пород.

Наиболее древние образования приурочены к осевой Центрально-Чингизской зоне, где развиты кембрийско-нижнеордовикские вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы, которые с несогласием перекрыты средне- и верхнеордовикскими вулканогенными и обломочными толщами Абралинской и Чунайской зон, находящимися соответственно к северо-востоку и юго-западу от осевой зоны.

Центрально-Чингизская зона сложена комплексами раннесреднекембрийского и позднекембрийско-раннеордовикского этапов эволюции Чингиз-Тарбагатайской островодужной системы. Каждый из этих этапов начинается с формирования мощных дифференцированных или контрастных вулканогенно-осадочных толщ, а заканчивается внедрением гранитоидов. Гранитоиды могут с несогласием перекрываться более молодыми терригенно-карбонатными разрезами.

Островодужные вулканы и гранитоиды раннесреднекембрийского этапа эволюции наиболее полно представлены на северо-западе (хребет Кан-Чингиз) и юго-востоке (севернее города Аягуз) Центрально-Чингизской зоны.

В хребте Кан-Чингиз гранитоиды относятся к одноименному интрузивному комплексу и прорывают вулканы и вулканогенно-осадочные породы основного, среднего и кислого состава, лишенные органических остатков и условно относящиеся к нижнему или нижнему – среднему кембрию. В наиболее крупном Кан-Чингизском массиве выделяются две фазы: первая (до 10 % площади) представлена габбро и габбро-диоритами, вторая (главная) образована гранитами, плагиогранитами, тоналитами и кварцевыми диоритами (более 90 % площади). Кольдененский массив сложен только породами второй фазы [2]. Массивы кан-чингизского комплекса имеют силлообразную или неправильную форму. Наиболее отчетливо выявляется форма Кольдененского массива, который представляет собой силлообразное тело мощностью от 100 до 500 м, смятое в складки вместе с вмещающими породами. Граниты Кольдененского массива трансгрессивно перекрываются валунными конгломератами, аркозовыми гравелитами, песчаниками и органогенными известняками верхов майского яруса среднего кембрия [2, 3].

Севернее города Аягуз широко распространена аягузская серия, условно относящаяся к нижнему – среднему кембрию [5]. Ее низы сложены базальтами и андезибазальтами с пачкой серых и белых кремней, а верхи – толщей вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среднекислого и кислого состава. Органических остатков в породах серии не обнаружено. Вулканы прорваны несколькими массивами гранитоидов. В строении наиболее крупного Карасуйского массива преобладают граниты и тоналиты, небольшие интрузивные тела сложены как гранодиоритами, так и гранитами.

Авторами проведены U-Pb геохронологические исследования гранитов Кольдененского и Карасуйского массивов. Для пород Кольдененского массива получена оценка возраста их кристаллизации  $509 \pm 2$  млн лет (ID-TIMS), а для Карасуйского массива –  $512 \pm 3$  млн лет (SHRIMP II). Оценки возраста в пределах ошибок совпадают и соответствуют верхам тойонского яруса нижнего кембрия – низам амгинского яруса среднего кембрия ОСШ или верхам яруса 4 и низам Вулийского яруса кембрия МСШ [6, 9].

В Центрально-Чингизской зоне также выделяется гранодиорит-тоналитовый чаганский комплекс, возраст которого традиционно считается раннесреднеордовикским [2–4]. Он объединяет массивы Чаганский, Бестамакский и Дуана, которые слагают протяженный (100 км) пояс северо-западного простирания на границе Центрально-Чингизской и Абралинской зон. Эти массивы в основном прорывают в разной степени рассланцованные и метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи, лишенные органических остатков и условно относящиеся к нижнему – среднему кембрию. Только на крайнем юго-востоке этого пояса на небольшом участке отмечается прорывание гранодиоритами Чаганского массива вулканогенно-осадочных пород с линзами известняков, содержащих органические остатки верхнего кембрия [1, 2]. Гранитоиды чаганского комплекса трансгрессивно перекрываются аркозовыми гравелитами, песчаниками и известняками низов сандбийского яруса верхнего ордовика [2, 8].

Проведены также U-Pb геохронологические исследования гранодиоритов Чаганского массива вблизи их контакта с аркозовыми песчаниками и гравелитами верхнего ордовика. Для гранодиоритов этого массива получена оценка возраста их кристаллизации  $519 \pm 2$  млн лет (ID-TIMS), что соответствует нижнему кембрию ОСШ и ярусу 3 кембрия МСШ [6, 9]. Эти данные противоречат существующим представлениям о возрасте Чаганского массива, нуждаются в проверке и сопоставлении с оценками возраста, которые должны быть получены для других массивов чаганского комплекса. С учетом того, что в этом районе широко развиты позднесилурийские гранодиориты, прорывающие все более древние комплексы, необходимы данные о возрасте гранитоидов, которые расположены вблизи контакта с вулканогенно-осадочной толщей, содержащей фауну верхнего кембрия. Также нуждается в подтверждении и возраст самой этой толщи.

Гранитоиды кан-чингизского и чаганского комплексов имеют очень близкие особенности состава. По соотношению  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  породы обоих комплексов относятся к известково-щелочной серии, а часть гранитоидов кан-чингизского комплекса – к толеитовой серии. Они характеризуются сходной степенью насыщения Al относительно суммы Ca, K и Na (индекс ASI), которая не превышает 1.1, при этом большая часть образцов принадлежит интервалу от 0.9 до 1.1. Породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  ниже 65 % имеют ASI ниже значения 0.9. Для пород обоих комплексов характерны низкие содержания K и Rb/Sr отношения. По низким величинам отношения Rb/Sr (0.03–0.19) они соответствуют примитивным гранитам по [10] с отношениями Rb/Sr < 0.30. Породы кан-чингизского и чаганского комплексов характеризуются слабым и умеренным фракционированием РЗЭ ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n$  от 3–6 до 12–13). Для пород Кольдененского массива характерна хорошо выраженная отрицательная Eu-аномалия. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса и др. [11] точки всех гранитоидов попадают в поля гранитов вулканических дуг.

Исследование изотопного состава Nd в изученных гранитоидах показало, что породы кан-чингизского комплекса характеризуются высокими положительными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +5.8 \dots +6.0$ , а гранитоиды чаганского комплекса имеют более низкие значения –  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +4.3$ . Сходство химического состава и совпадение величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  в гранитоидах и вулканиках кембрия, выявленное ранее [4], указывают на возможность их формирования из единого источника, который мог располагаться в низких горизонтах коры островной дуги кембрийского возраста.

Таким образом, полученные новые геохронологические данные позволяют считать, что наиболее древними гранитоидами Чингиз-Тарбагатайской островодужной системы являются гранодиориты и граниты кан-чингизского комплекса конца раннего – начала среднего кембрия. Предполагавшийся раннесреднеордовикский возраст гранодиоритов чаганского комплекса не подтверждается новыми геохронологическими данными, которые позволяют относить эти породы к низам кембрия. Изотопно-геохимические особенности гранитоидов обоих комплексов очень близки и дают основание предполагать их формирование из одного источника вместе с вмещающими вулканиками в надсубдукционной обстановке в пределах кембрийской энсиматической островной дуги.

Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069.

- [1] Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата: Наука, 1977. 160 с.
- [2] Геология Чингизской геантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1962. 168 с.
- [3] Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с.
- [4] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А. Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 20–51.
- [5] Звонцов В.С., Фрид Н.М. Ранний палеозой Северо-восточного Предчингизья и Западного Тарбагатая // Известия АН КазССР. Серия геологическая. 1991. № 4. С. 23–42.
- [6] Стратиграфический кодекс России / Ред. А.И. Жамойда. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 92 с.
- [7] Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. Масштаб 1:2500000. М.: Наука, 1982. 139 с.
- [8] Толмачева Т.Ю. Биостратиграфия и биогеография конодонтов ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2014. 264 с.
- [9] Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013. V. 36. № 3. P. 199–204.
- [10] Forster H.-J., Tischendorf G., Trumbull R.B. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks // Lithos. 1997. V. 40. P. 261–293.
- [11] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.





## КОМПЛЕКСЫ ЗАВЕРШАЮЩЕГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО БАЛХАШ-ИЛИЙСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА: СТРОЕНИЕ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА, ВОЗМОЖНЫЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

К.Е. Дегтярев<sup>1</sup>, А.А. Третьяков<sup>1</sup>, М.В. Лучицкая<sup>1</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, degtkir@mail.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

В конце палеозоя – начале мезозоя для многих регионов Северной Евразии были характерны масштабные проявления магматической активности, связанные в основном с формированием внутриплитных крупных изверженных провинций. В это время формируются траппы на Сибирской и Таримской платформах, Западно-Сибирская и Центрально-Азиатская рифтовые системы, Баргузинский, Хангайский и Монголо-Забайкальский зональные магматические ареалы. Эти комплексы в основном приурочены к восточной и центральной части Центрально-Азиатского орогенного пояса и обрамляющим его платформам, где время их формирования охватывает интервал от 320 (башкирский век  $C_2$ ) до 195 (плинсбахский век  $J_1$ ) млн лет [8]. В западной части пояса, включающей складчатые сооружения Казахстана, Джунгарии и Тянь-Шаня, так же широко распространены различные позднепалеозойские и раннемезозойские магматические образования, однако современных данных об их строении, возрасте и составе пока явно недостаточно, что не позволяет делать обоснованные предположения об остановках формирования этих комплексов.

Большая часть позднепалеозойских магматических комплексов Казахстана, Джунгарии и Тянь-Шаня приурочена к Балхаш-Илийскому вулканоплутоническому поясу, который является одной из крупнейших структур этого региона, имеет подковообразные очертания и протягивается почти на 2000 км при ширине до 250 км. Согласно традиционным представлениям эволюция Балхаш-Илийского пояса охватывает интервал около 80 млн лет с поздневизейского – серпуховского веков раннего карбона (около 330 млн лет) до конца перми (около 250 млн лет), на некоторых участках выделяются и нижнетриасовые вулканические комплексы [1]. В течение этого времени сформировались вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи общей мощностью от 2 до 4 км, накопление которых сопровождалось внедрением нескольких поколений гранитоидов. Балхаш-Илийский пояс обычно подразделяется на ряд сегментов (с северо-востока на юго-запад и далее на восток): Баканас-Алакольский, Катанэмельский, Токрауский, Илийский и Восточно-Тяньшаньский, которые отделены друг от друга либо крупными разломами, либо более молодыми комплексами. Сегменты различаются особенностями строения и состава вулканических и плутонических образований, а также полнотой верхнепалеозойского разреза. При этом комплексы, формировавшиеся на завершающем этапе развития пояса – в перми и начале триаса, выделяются в основном в Баканас-Алакольском и Илийском сегментах пояса [1, 4, 2].

В Баканас-Алакольском сегменте образования рассматриваемого этапа эволюции пояса ранее были достаточно детально изучены и расчленены на ряд свит и интрузивных комплексов. Возраст стратифицированных образований устанавливался по находкам флористических остатков, а интрузивных пород – по результатам К-Аг датирования [2, 3, 5, 7, 11]. Нами в последние годы получены новые данные о возрасте и составе этих комплексов, позволяющие по-новому взглянуть на обстановки их формирования, которые могут быть связаны с эволюцией одной или нескольких крупных изверженных провинций Северной Евразии.

Большую часть площади Баканас-Алакольского сегмента занимает Бериктасская синклиналь протяженностью 200 км при ширине более 100 км, сложенная вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Интрузивные образования развиты как в пределах этой структуры, так и в ее обрамлении среди более древних комплексов.

Разрез комплексов завершающего этапа начинается с грубообломочной колдарской свиты, которая на южном крыле синклинали (район оз. Колдар) с аркозовыми гравелитами и песчаниками перекрывает породы одноименного гранитоидного массива, а на северном крыле (верховья руч. Сарыозек) с конгломератами в основании залегает на более древних эффузивах среднего состава. Большую роль в строении свиты играют агломератовые туфы, лахаровые брекчии, вулканомиктовые и туфовые конгломераты риолитового и риодацитового состава, которые преобладают в нижней части разреза. Верх свиты сложены в основном песчаниками, алевролитами, туфоалевролитами и туффитами, среди которых присутствуют пачки и горизонты туфогравелитов и туфопесчаников кислого состава. Общая мощность колдарской свиты составляет 600–800 м. На разных уровнях разреза в тонкозернистых породах собраны богатые комплексы растительных остатков и ракообразных колдарского флористического горизонта. Присутствие среди растительных остатков этого горизонта как каменноугольных, так и пермских таксонов послужило основанием для принятия его возрастного диапазона в широких пределах – от позднего карбона до ранней перми [7]. В дальнейшем, с учетом находок фауны в синхронных разрезах Саякского района, возраст горизонта был пересмотрен и принимается позднекаменноугольным [11]. В последние годы были получены данные о возрасте интрузивных образований, как подстилающих, так и прорывающих породы колдарской свиты. Для пород Колдарского массива, с которым связано крупное медно-порфировое Актогайское месторождение, получены U-Pb оценки возраста 345 млн лет (дорудные гранодиориты) и 328–331 млн лет (рудоносные гранодиориты, диориты и тоналиты) [10, 12]. В северной части Бериктасской синклинали для гранитов южной части Батпакского массива, прорывающей породы колдарской свиты, были получены U-Pb оценки возраста  $326 \pm 5$ ,  $326 \pm 2$  и  $324 \pm 5$  млн лет (SHRIMP II). Следовательно, по геохронологическим данным формирование колдарской свиты происходило в достаточно узком временном интервале – с конца визейского до середины серпуховского века раннего карбона.

Колдарская свита без видимого несогласия перекрывается толщами вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород преимущественно кислого состава. Более низкое положение в разрезе занимает кызылкиинская свита, в строении которой участвуют игнимбриты и игниспумиты трахидацитового и трахилипаритового состава, туфы и лавы дацитового состава, почти всегда в разрезе присутствуют андезиты, андезибазальты и базальты. Вулканогенно-осадочные породы представлены лахаровыми брекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, песчаниками и алевролитами, часто содержащими растительные остатки. Выше залегает кармысская свита, сложенная красными и пестрыми туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с отдельными покровами трахилипаритовых игниспумитов. В тонкозернистых породах содержатся растительные остатки. Мощности кызылкиинской и кармысской свит составляют 500 и 250 м соответственно. На основании находок остатков флоры были выделены флористические горизонты: кызылкиинский нижней перми и кармысский нижней – средней перми [7]. Дальнейшие исследования остатков флоры позволили отнести оба горизонта к разным частям нижней перми [11].

Наибольший интерес представляет самый верхний член вулканогенного разреза Бериктасской синклинали, представленный бакалинской свитой. Она с незначительным несогласием залегает на более древних верхнепалеозойских толщах и сложена в основном лавами и лавобрекчиями оливиновых, реже – пироксеновых базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов и трахиандезибазальтов, которые слагают потоки мощностью 2–5, иногда до 10 м и более. Основные эффузивы, как правило, миндалекаменные, в верхней части потоков отмечаются шлаковые корки. Очень редко среди базальтов отмечаются маломощные и быстро выклинивающиеся потоки игнимбритов, реже – лав, трахириолитов, трахиандезитов и андезитов. В нижней части разреза свиты присутствует пачка песчаников и конгломератов, местами появляются прослои пресноводных известняков. Мощность свиты, которая на востоке синклинали может достигать 2200–2400 м, постепенно уменьшается на запад до 1000 и 500 м [6]. В западной части синклинали в верхах разреза свиты отмечаются комендиты [5]. В известняках собраны ракообразные, а в песчаниках и алевролитах – растительные остатки, позволившие выделить бакалинский флористический горизонт средней перми [7, 11]. На основании этих данных предполагается, что кызылкиинская и кармысская свиты относятся к нижней, а бакалинская свита – к средней перми. Эффузивы бакалинской свиты прорваны многочисленными субвулканическими и жерловыми образованиями кислого состава, относящимися к двум комплексам, которые различаются особенностями состава и, возможно, возрастом. Первый образован трахириолитами, слагающими силлы, дайки и остатки небольших жерловин. Для одного из тел риолитов была получена U-Pb оценка возраста (LA-ICPMS-MS) их кристаллизации  $281 \pm 8$  млн лет (кунгурский век ранней перми) [9].

Ко второму комплексу относятся эгирин-рибекитовые и арфедсонит-эгириновые трахириолиты, гранит-порфиры и трахиты, гораздо реже встречаются трахиандезиты. Этими породами сложены покровы, силлы и пологосекущие залежи, различные субвулканические тела, имеющие прихотливые очертания или сложно ветвящиеся апофизы, дайки и дайкообразные тела.

Породы бакалинской свиты и подстилающие толщи прорваны массивами гранитоидов, относящихся к ряду комплексов, возраст которых традиционно принимался позднепермским или позднепермско-раннетриасовым [2, 3, 5]. В пределах Бериктасской синклинали наиболее крупными являются Кызылтасский массив в ее западной части и Кызылкайнарский массив – в южной. Строение Кызылтасского массива ранее детально было изучено П.В. Ермоловым с коллегами, которые выделили в его строении несколько комплексов [5]. Наиболее ранними в этом массиве являются миароловые разномасштабные эгириновые граниты кукентайского комплекса, которые прорывают базальты бакалинской свиты и субвулканические эгирин-арфедсонитовые гранит-порфиры. Более молодой кызылтасский комплекс образован биотит-амфиболовыми граносиенитами, биотит-амфиболовыми крупнозернистыми порфиroidными гранитами и порфиroidными мелкозернистыми арфедсонитовыми и биотитовыми гранитами. Завершают становление Кызылтасского массива аляскитовые граниты баканасского комплекса, которые прорывают все более древние образования. Нами для различных комплексов Кызылтасского массива получены новые U-Pb оценки возраста их формирования. Для граносиенитов кызылтасского комплекса значения составляют  $312 \pm 4$  млн лет (ID-TIMS), а для аляскитовых гранитов баканасского комплекса –  $305 \pm 4$  млн лет (SHRIMP II), что свидетельствует об их позднекаменноугольном (вторая половина московского – касимовский век) возрасте. В строении Кызылкайнарского массива участвуют породы одноименного комплекса. Первая фаза представлена диоритами, монцонитами, сиенито-диоритами, реже – сиенитами, вторая – гранитосиенитами до монцонитов, а третья – биотитовыми, эгирин-биотитовыми и эгирин-рибекитовыми гранитами. Для пород Кызылкайнарского массива получены U-Pb оценки возраста их кристаллизации: для граносиенитов второй фазы –  $305 \pm 4$  млн лет (SHRIMP II), а для гранитов третьей фазы –  $301 \pm 3$  млн лет (ID-TIMS), что свидетельствует об их позднекаменноугольном возрасте (верхи касимовского – первая половина гжельского века).

За пределами Бериктасской синклинали присутствуют массивы граносиенитов, сиенитов, щелочных и аляскитовых гранитов, прорывающих все более древние толщи и относящихся к тем же гранитоидным комплексам [3, 5].

Полученные геохронологические данные убедительно свидетельствуют о завершении формирования всех стратифицированных и плутонических комплексов Баканас-Алакольского сегмента к концу карбона. Присутствие субвулканических и жерловых образований раннепермского возраста позволяет предполагать, что вулканическая активность в незначительных объемах продолжалась и в пермское время. Новые данные о возрасте интрузивных образований находятся в существенном противоречии с датировками стратифицированных толщ по растительным остаткам.

Особенности состава вулканогенных пород бакалинской свиты и прорывающих ее гранитоидов, которые являются наиболее молодыми комплексами Баканас-Алакольского сегмента Балхаш-Илийского пояса, свидетельствуют о внутриплитных обстановках их формирования. Это позволяет проводить корреляции с комплексами крупных изверженных провинций, которые широко развиты на сопредельных территориях Северной Евразии.

Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069.

- [1] Бахтеев М.К. Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. М.: Наука, 1987. 168 с.
- [2] Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геологическое строение Казахстана. Алматы: Академия минеральных ресурсов РК, 2000. 396 с.
- [3] Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия Южно-Казахстанская: Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981. 248 с.
- [4] Геологическая карта Казахстана и Средней Азии. Масштаб 1:1500000 / Ред. Н.А. Афоничева. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 8 л.
- [5] Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Тихомирова Н.И. Петрология пересыщенных кремнеземом апаитовых щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1988. 88 с.
- [6] Мычник М.Б. Новые данные о базальтовом вулканизме верхней перми Северо-Восточного Прибалхашья // Известия АН КазССР. Серия геологическая. 1971. № 4. С. 72–77.
- [7] Сальменова К.З., Кошкин В.Я. Стратиграфия и флора верхнего палеозоя Северного Прибалхашья. Алма-Ата: Наука, 1990. 160 с.

- [8] Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский – раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Евразии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.
- [9] Bazhenov M.L., Van der Voo R., Menzo Z. et al. Paleomagnetism and dating of a thick lava pile in the Permian Bakaly formation of eastern Kazakhstan: Regularities and singularities of the paleomagnetic record in thick lava series // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2016. V. 253. P. 5–20.



## ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПАССИВНОЙ ПРИРОДЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

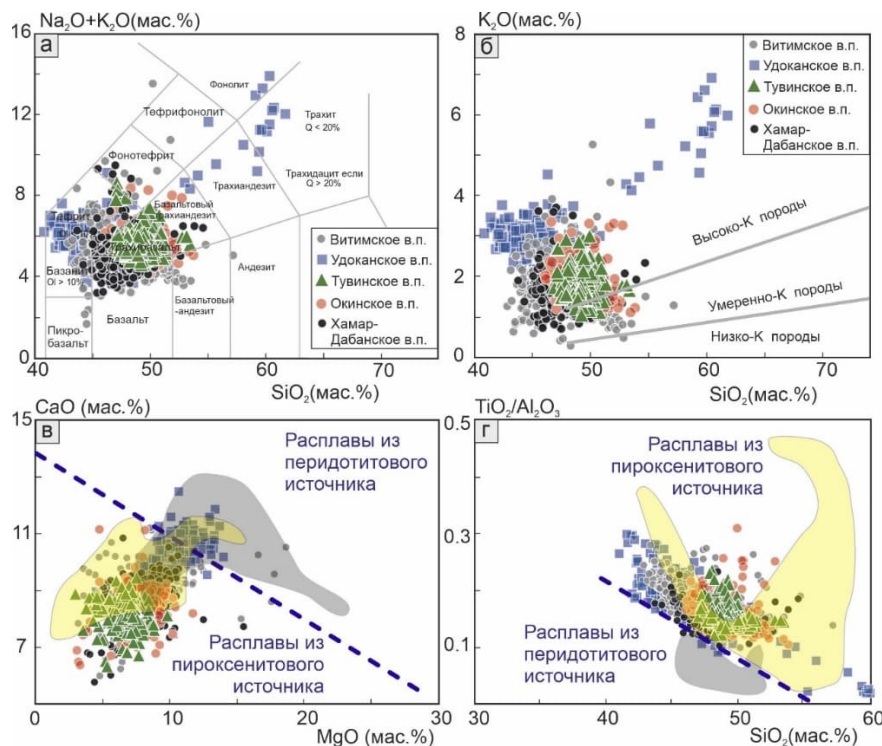
Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов

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

Байкальский рифт расположен в центре континента Евразия, и начало его формирования связывается с влиянием Индо-Азиатской коллизии на континент [1]. Во время коллизии движение блоков земной коры привело к вращению Амурской плиты против часовой стрелки и развитию областей растяжения вдоль южной окраины Сибирского кратона [2, 3]. Согласно данным, обобщенным в работе [4], вулканическая активность, связанная с образованием непосредственно Байкальского рифта, началась 74 млн лет назад, т.е. до начала Индо-Азиатской коллизии, тогда как пик вулканизма приходится на 18–15 млн лет назад, что следует сразу за периодом резкого воздымания Гималаев [5]. Возникает справедливый вопрос, связан ли вулканизм с рифтом? Рифт – это отражение динамики плит. В свою очередь, рост тектонических движений региона повышает вероятность образования мантийных выплавок. Таким образом, механизм плавления напрямую не связан с рифтом и не ограничен влиянием непосредственно структуры рифта. Это и наблюдается на всей территории Центральной Азии. Предпринимались многочисленные попытки объяснить весь позднекайнозойский вулканизм Байкальского рифта либо единичным нижнемантийным плюмом, либо множественными плюмами, образовавшимися в переходной зоне мантии, либо плюмами неустановленного происхождения [6, 7]. Однако сейсмическая томография не показывает низкоскоростных аномалий, которые можно однозначно интерпретировать как плюмы [8–11]. Исходя из этого, чередование высоких и низких скоростей в мантии региона интерпретируется как латеральное перераспределение мантийного потока из-под Сибирского кратона [9, 10] или замещение деламинарующих участков литосферы астеносферными расплавами [8, 12]. В данной работе на примере Байкальского рифта, как тектонически активного региона, показано отсутствие дополнительных факторов, влияющих на образование базальтовых выплавок, кроме тектоники.

На территории Байкальского рифта наблюдаются вулканические извержения преимущественно базальтового состава. Вулканы всей территории характеризуются близким химическим составом по главным оксидам, незначительно варьируясь по микроэлементным и изотопным данным (Sr-Nd-Pb-Hf). На диаграмме TAS [13] большая часть проб (~90 %) приходится на область базальтов и трахибазальтов (рисунок, а). Реже встречаются базаниты, тефриты и фонотефриты. Крайние кислые разновидности, такие как трахиандезиты и трахиты, наблюдаются на единственном вулканическом поле – Удокан [7 и ссылки в данной работе]. Если исключить из рассмотрения породы с SiO<sub>2</sub> более 55 мас. %, то вулканы Байкальского рифта характеризуются K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=3.8–10.0 мас. % и по соотношению K<sub>2</sub>O к SiO<sub>2</sub> относятся к высококалийным породам (рисунок, б).

Химические вариации состава пород зависят от минералогии плавящейся мантии и степени частичного плавления. Образование базальтовых выплавок Байкальского рифта на сегодняшний день не удалось объяснить плавлением перидотитовой мантии. Элементные и изотопные характеристики позднекайнозойских базальтов Байкальского рифта четко демонстрируют литосферные признаки без заметного вклада конвектирующей перидотитовой астеносферы (например [14, 15]). Многие авторы [16, 17] считают, что образование базальтовых магм может происходить за счет плавления источника, содержащего значительное количество пироксена или амфибола. Например, кристаллизация ортопироксенитов в мантии как субстрата для последующих базальтовых расплавов связана с реакцией преобразования перидотитового оливина в ортопироксен при реакции с кислым расплавом, который образуется при плавлении эклогита [16, 18]. Базальтовые выплавки, образовавшиеся за счет плавления пироксенитов, будут показывать другое поведение элементов, чем если бы они образовывались из перидотитовой мантии [19, 20]. Согласно экспериментальным данным фракционного плавления, выплавки из пироксенитов



Диаграммы соотношений  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (а) и  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (б) [из 6],  $\text{CaO} - \text{MgO}$  (в) [из 19] и  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  (г) [из 15] для химических составов базальтов Байкальского рифта.

(mafic lithologies) и перидотитов будут отличаться по содержанию главных оксидов (например,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ) и их соотношению (рисунок, в, г) [15, 19]. Очевидно, что составы лав Байкальского рифта находятся в области пироксенитовых расплавов. Только часть вулканических выделок с Удоканского вулканического поля попадает в область частичных выделок из источника перидотитового состава. В данном исследовании можно отметить преобладание литосферных источников подобно пироксениту и отсутствие какого-либо общего компонента, который можно было бы отнести к астеносфере, мантийному плюму или плюмовой астеносфере.

Доминирующее плавление литосферной мантии при образовании базальтов свидетельствует о том, что вулканизм, по крайней мере в Байкальском рифте, вызван тектоническими причинами и контролируется рифтогенезом пассивной природы. Тектоническая перестройка региона, изостатический подъем из-за снятия ледниковой нагрузки и т.д., появление расплава и его последующее извержение будут создавать термическое или химическое неравновесие, которое будет переводить литосферу из одного устойчивого состояния в другое. При этом вулканизм, по-видимому, приурочен к временным интервалам между этими устойчивыми состояниями. Следует отметить, что независимо от принимаемой модели – пассивного или активного рифтогенеза – внутриплитные выделки в Байкальском рифте образуются за счет плавления метасоматизированных участков литосферной мантии без видимого участия вещества астеносферной мантии.

- [1] Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
- [2] Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // Tectonophys. 1981. V. 76. P. 1–45.
- [3] Li S.H., Li C., Wang C.X. Boundaries of the Amurian Plate identified using multiple geophysical methods // Geosciences Journal. 2020. V. 24. № 1. P. 49–59.
- [4] Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H. et al. Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // Earth-Science Reviews. 2015. V. 148. P. 18–43.
- [5] Lin D., Kapp P., Garzzone C.N. et al. Timing and mechanisms of Tibetan Plateau uplift // Nature Reviews Earth & Environment volume. 2022. V. 3. P. 652–667.
- [7] Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Козловский А.М. и др. Условия формирования пород и источники магм позднекайнозойского удоканского вулканического плато // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 3–28.

- [6] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С.1056–1070.
- [8] Tiberi C., Diamant M., Déverchère J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotsky S., Achauer U. Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2003. V. 108. № B3. 2133.
- [9] Zhao D., Lei J., Inoue T. et al. Deep structure and origin of the Baikal rift zone // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 243. № 3–4. P. 681–691.
- [10] Lebedev S., Meier T., van der Hilst R.D. Asthenospheric flow and origin of volcanism in the Baikal Rift area // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 249. P. 415–424.
- [11] Wu H.T., Huang Z.C., Zhao D.P. Deep structure beneath the southwestern flank of the Baikal rift zone and adjacent areas // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 310. 106616.
- [12] Huang Z., Zhao D. Seismotectonics of Mongolia and Baikal rift zone controlled by lithospheric structures // Geophysical Research Letters. 2022. V. 49. e2022GL099525.
- [13] 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. 1986. V. 27. P. 745–750.
- [14] Hunt A.C., Parkinson I.J., Harris N.B.W. et al. Cenozoic volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: Geochemical evidence for changing melt sources and implications for mechanism of melting // Journal of Petrology. 2012. V. 53. P. 1913–1942.
- [15] Demonerova E.I., Ivanov A.V., Savatenkov V.M. et al. Miocene volcanism of the Baikal Rift across the boundary of the Siberian Craton: evidence for lithospheric mantle melting // Journal of Petrology. 2023. V. 64. № 9. egad062.
- [16] Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature. 2005. V. 434. P. 590–597.
- [17] Pilet S., Baker M.B., Stolper E.M. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas // Science. 2008. V. 320. P. 916–919.
- [18] 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.
- [19] Herzberg C. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano // Nature. 2006. V. 444. P. 605–609.
- [20] Pilet S., Baker M.B., Müntener O., Stolper E.M. Monte Carlo Simulations of Metasomatic Enrichment in the Lithosphere and Implications for the Source of Alkaline Basalts // Journal of Petrology. 2011. V. 52. P. 1415–1442.



## ЮРСКО-МЕЛОВАЯ КИНЕМАТИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ ИЗАНАГИ И БУРЕЯ-СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

А.Н. Диденко

Москва, Геологический институт РАН, gin@ginras.ru

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

Реконструкция кинематических параметров взаимодействия океанических и континентальных плит на активных окраинах является одним из основных методов восстановления геодинамики этих зон. Используются две системы отсчета для описания кинематики зон субдукции. В первом случае расчет ведется по отношению к неподвижной верхней континентальной плите, во втором – учитывается миграция относительно мантии как верхней наезжающей, так и нижней субдуцирующей плиты.

До сих пор в многочисленных палеореконструкциях активной северо-западной Тихоокеанской континентальной окраины использовался первый метод расчета кинематических параметров [5], и только недавно появилась работа [7], в которой предпринята попытка реконструкции зон конвергенции Северо-Восточной Азии и Западной Пацифики для последних 200 млн лет. При выполнении настоящей работы не ставились столь масштабные задачи. В ней представлены кинематические характеристики зоны конвергенции Бурей-Сихотэ-Алинской континентальной окраины и океанической плиты Изанаги в юре и мелу, выполненные с учетом миграции плит относительно мантии. Основой расчетов стали: 1) глобальная модель движения литосферных плит за последние 240 млн лет (начало распада Пангеи) с учетом роста и деформации всех континентальных окраин [8]; 2) реконструкция зон конвергенции Северо-Восточной Азии и Западной Пацифики для последних 200 млн лет [7].

В широко цитируемой работе Д. Энгелбретсона с соавторами [5] кинематические параметры взаимодействия Изанаги и Евразийской плит рассчитывались для интервала 145–85 млн лет. Однако, согласно новым данным по линейным магнитным аномалиям и трансформным разломам [10, 11 и др.], Изанаги существовала уже при распаде Пангеи и полностью была субдуцирована под Евразию к 55 млн лет, поэтому в настоящей работе кинематические характеристики были рассчитаны для интервала с 200 до 56 млн лет. До середины юры Бурей-Сихотэ-Алинская континентальная окраина была тектонически когерентна Северо-Китайской платформе, поэтому в качестве базовой плиты в расчетах использовалась именно она. После полного закрытия Монголо-Охотского бассейна рассматриваемая область стала тектонически когерентной агломерату Сибирь + Северный Китай.

Этапы исследования включали: 1) генерацию 30 реконструкций и определение абсолютного положения Бурей-Сихотэ-Алинской континентальной окраины по [8] в программном комплексе GPlates [6]; 2) расчет палеокоординат точки с современными координатами оз. Ханка, скорости и азимута ее миграции в рассматриваемом интервале; 3) расчет поля скоростей океанической Изанаги, континентальных Северо-Китайской и Евразийской литосферных плит согласно [8]; 4) расчет средних скорости и азимута для прилегающих площадей Бурей-Сихотэ-Алинской континентальной окраины, с одной стороны, и плиты Изанаги – с другой; 5) расчет скорости и азимута конвергенции в зоне Бурей-Сихотэ-Алинская континентальная окраина – океаническая плита Изанаги; 6) определение простирания Бурей-Сихотэ-Алинской континентальной окраины на каждой из 30 реконструкций и разностного угла между простиранием и азимутом конвергенции.

Анализ временных зависимостей кинематических характеристик зоны конвергенции Бурей-Сихотэ-Алинской континентальной окраины и океанической плиты Изанаги позволяет выделить два аномальных участка как по скорости конвергенции, так и по азимуту конвергенции – интервалы 170–150 и 110–90 млн лет, когда скорость и угол конвергенции существенно уменьшались. Особенно отчетливо это видно для мелового интервала, когда скорость конвергенции упала более чем в два раза, а угол стал меньше 40°. Именно с этим интервалом по [4] связано



формирование в альбе – сеномане окраинно-континентального пояса и магматической провинции «в обстановке трансформной континентальной окраины во временном интервале 110–95 млн лет назад».

Проверка полученных кинематических характеристик зоны конвергенции Буряя-Сихотэ-Алинской континентальной окраины и океанической плиты Изагаги проводилась путем сопоставления палеоширот точки с современными координатами оз. Ханка, рассчитанными по Глобальной модели [8], с одной стороны, и рассчитанными с ТКМП (траектория кажущейся миграции полюса) Северного Китая [13], Сибири [1] и стабильной Европы [12] – с другой, а также по имеющимся прямым палеомагнитным данным Буряя-Сихотэ-Алинской окраины [2, 9].

Сопоставление модельных палеоширот с данными прямых палеомагнитных исследований Буряя-Сихотэ-Алинской окраины показало, что все семь имеющихся определений хорошо согласуются в пределах доверительных широтных интервалов, но возраст этих определений захватывает время от 140 до 55 млн лет. Нет ни одного прямого палеомагнитного определения юрского возраста, тогда как для юрского времени модельные палеошироты не согласуются с палеоширотами, рассчитанными с ТКМП Северного Китая [13]. Согласно последним, и если исходить о тектонической когерентности Буряя-Сихотэ-Алинской континентальной окраины Северо-Китайскому кратону, палеоширота окраины в юрское время была южнее примерно на 20°. В меловое время эта разница исчезает.

Сопоставление модельных палеоширот с таковыми, рассчитанными с ТКМП Сибири [1] и стабильной Европы [12], показывает, что между ними имеется соответствие, которое нарушается для раннемелового интервала. Начиная с позднего мела соответствие модельных и рассчитанных с ТКМП Сибири и стабильной Европы палеоширот снова восстанавливается.

Несовпадение юрских широт, рассчитанных с палеомагнитных полюсов Северного Китая [13], с одной стороны, и по данным Глобальной модели [8] – с другой, можно объяснить разными причинами. Это может быть занижение палеомагнитного наклона для юрских палеомагнитных данных по Северному Китаю, так как все они выполнены по осадочным породам [13]. Другой причиной, связанной с методикой расчета Глобальной модели [8], может быть неучет глобальных перестроек мантийных конвективных течений и истинного блуждания полюса, которые, вполне вероятно, имели место в раннем мелу и во второй половине юры [3]. Этим же, вероятно, можно объяснить различие между модельными и рассчитанными с ТКМП Сибири и стабильной Европы палеоширотами.

Проведенный кинематический анализ позволяет утверждать: 1) Буряя-Сихотэ-Алинская континентальная окраина испытывала, по крайней мере с мела, южный дрейф, который мог составлять 20° (более 2000 км), и в некоторые временные интервалы скорость южной миграции могла достигать более 5 см/год, что, безусловно, отражалось в кинематическом и геодинамическом режимах зоны сочленения океан – континент; 2) достаточно резкая смена скорости и азимута конвергенции в зоне сочленения Буряя-Сихотэ-Алинской континентальной окраины и океанической плиты Изагаги в альб-сеноманское время могла быть причиной перехода активной окраины из субдукционного режима в трансформный. Расчет угла между направлением конвергенции и простиранием континентальной окраины в это время показал, что в раннем мелу, в доальбское время, он был равен примерно 60°. Затем угол между простиранием континентальной окраины и направлением конвергенции стал уменьшаться примерно до 40°, а в конце турона возрастать и в кампане стал равен примерно 80°, что, вероятно, могло быть причиной перехода активной Сихотэ-Алинской окраины из режима трансформы сначала в косую, а затем и во фронтальную субдукцию.

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

- [1] Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли. 2015. № 5. С. 65–79. doi:10.7868/S000233371505004X.
- [2] Диденко А.Н., Архипов М.В., Талтыкин Ю.В. и др. Петро-палеомагнитная характеристика габбродиоритов нижнеамурского комплекса Журавлевско-Амурского террейна (Сихотэ-Алинский орогенный пояс) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 5. С. 66–84. doi:10.30911/0207-4028-2023-42-5-57-75.
- [3] Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан-Евразия в конце раннего мела // Доклады РАН. 2019. Т. 487. № 4. С. 405–408. doi:10.31857/S0869-56524874405-408.

- [4] 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. doi:10.30911/0207-4028-2019-38-3-4-29.
- [5] Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geological Society of America. 1985. V. 206. 59 p.
- [6] *GPlates software*. 2022. <https://www.gplates.org/>
- [7] Liu S., Gumis M., Ma P., Zhang B. Reconstruction of northeast Asian deformation integrated with western Pacific plate subduction since 200 Ma // Earth-Science Reviews. 2017. V. 175. P. 114–142. doi:10.1016/j.earscirev.2017.10.012.
- [8] Müller R.D., Zahirovic S., Williams S.E. et al. A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic // Tectonics. 2019. V. 38. P. 1884–1907. doi:10.1029/2018TC005462.
- [9] Pisarevsky S.A., Li Z.X., Tetley M.G., et al. An updated internet-based Global Paleomagnetic Database // Earth-Science Reviews. 2022. V. 235. 104258. doi:10.1016/j.earscirev.2022.104258.
- [10] Seton M., Müller R.D., Zahirovic S. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // Earth-Science Reviews. 2012. V. 113. P. 212–270. doi:10.1016/j.earscirev.2012.03.002.
- [11] Seton M., Müller R. D., Zahirovic S. et al. A global data set of present-day oceanic crustal age and seafloor spreading parameters // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2020. V. 21. e2020GC009214. doi:10.1029/2020GC009214.
- [12] Torsvik T., Van der Voo R., Preeden U. et al. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. V. 114. P. 325–368. doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007.
- [13] Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K. Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic: Toward restoring the amalgamation history of east Eurasia // Earth-Science Reviews. 2017. V. 171. P. 492–519. doi:10.1016/j.earscirev.2017.06.016.



## ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДАЦИТОВ ОСТРОВА СУЛАВЕСИ, ТИХИЙ ОКЕАН

Н.В. Дмитриева, В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, А.В. Котляров

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

Кислые магмы благодаря своей высокой вязкости и существенным содержаниям летучих компонентов способствуют развитию катастрофических процессов вулканических извержений. В связи с этим магматическим системам дацит-риолитового состава в островных дугах уделяется самое пристальное внимание.

Авторами были рассмотрены особенности условий формирования дацитов о. Сулавеси, Тихий океан. Основой исследований послужила коллекция современных эффузивных пород, собранная И.Ю. Сафоновой на северо-востоке острова.

Составы стекол (в прогретых расплавных включениях, а также в основной массе) и минералов-хозяинов были проанализированы в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU [(Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd)]. Экспериментальные исследования расплавных включений проводились в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Использовался метод гомогенизации включений в минералах, и для определения состава минералообразующего расплава анализировались гомогенные стекла, получившиеся при плавлении всего силикатного содержимого включений в ходе высокотемпературных опытов в микротермокамере.

Наиболее детально были исследованы дациты вулкана Локон, образующего совместно с вулканом Сопутан и кальдерой Тондоно фактически единую современную вулканогенную структуру на северо-востоке о. Сулавеси.

**Клинопироксены** из дацита острова обладают относительно повышенной магнезиальностью по сравнению с пироксенами из базальтов. Это говорит о том, что минералы из дацитов кристаллизовались не из фракционированных базальтоидных расплавов, их образование связано с более примитивными магмами.

**Плаггиоклазы** из дацита о. Сулавеси на диаграмме  $K_2O - An$  разделяются на две группы – лабрадоры с относительным минимумом калия перекрываются с плаггиоклазами из базальта, а андезины содержат максимум  $K_2O$ . При этом плаггиоклазы из андезитов располагаются в основном между группами полевых шпатов из дацита.

**Расплавные включения** были изучены во вкрапленниках клинопироксена, ортопироксена и плаггиоклаза из дацита о. Сулавеси.

На диаграмме  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$  все составы гомогенных стекол прогретых расплавных включений из пироксеновых и полевошпатовых вкрапленников в даците находятся в области кислых пород нормальной щелочности. Большинство данных по включениям и по стеклам из основной массы дацита образуют фактически единую группу, располагающуюся на окончании трендов эффузивов о. Сулавеси.

В целом, полученные данные свидетельствуют о том, что вкрапленники и основная масса дацита образовывались из фактически единой насыщенной щелочами и кремнеземом магмы, в отличие от андезитов, в случае которых вкрапленники и стекловатый матрикс формировались из разных по составу расплавов.

Обращает на себя внимание отсутствие связи составов включений в минералах из дацита с данными по включениям в базальтовых вкрапленниках, в отличие от андезитов, для которых установлены включения с переходными составами, что свидетельствует о процессах фракционирования в ходе формирования андезитов и об их отсутствии при образовании дацитов.

По соотношению  $K_2O - SiO_2$  большинство данных по включениям в клинопироксене из дацита находится в области высококалиевых пород, в отличие от умеренно калиевых включений во вкрапленниках из базальта и андезита.

Детальные исследования позволили обнаружить во вкрапленниках плагиоклаза из дацита о. Сулавеси сингенетичные первичные включения расплавов и флюидов (CO<sub>2</sub>), что свидетельствует о пересыщении магмы летучими компонентами. Аналогичное сосуществование первичных флюидных и расплавных включений наблюдалось во вкрапленниках из пород других вулканических комплексов [1–4] и является прямым доказательством фазовой сепарации расплава на определенной стадии развития магматизма при формировании дацитов северо-востока острова. Подобные процессы не установлены для базальтов и андезитов этого района.

**РТ-условия кристаллизации вкрапленников** клинопироксена из дацита о. Сулавеси были выяснены с помощью программы WinPLtb, основанной на соотношениях составов пироксена и расплава [5]. Состав расплава установлен в результате анализа гомогенных стекол прогретых включений. Глубины кристаллизации пироксенов определены на основе параметров давлений, а также с использованием плотностно-глубинных моделей для островодужного магматизма [5, 6]. В результате расчетного моделирования было выяснено, что клинопироксены из дацитов о. Сулавеси кристаллизовались на глубине 20.4–14.3 км и при температуре 1035–970 °С.

Глубина кристаллизации клинопироксенов из дацита соответствует нижним магматическим очагам, установленным для пироксенов из базальтов и андезитов о. Сулавеси [7]. При этом РТ-параметры образования дацитовых клинопироксенов полностью совпадают с условиями низкотемпературной глубинной кристаллизации пироксенов из андезитов, в корне отличаясь от высокотемпературных базальтовых и андезитовых очагов. Примечательно то, что образование клинопироксенов в дацитах на более высоких уровнях не устанавливается. Это свидетельствует об отличительных (от базальтов и андезитов) особенностях формирования дацитов с кристаллизацией клинопироксенов из относительно низкотемпературных (1035–970 °С) расплавов на уровне глубины нижних очагов (20.4–14.3 км) с последующим падением давления и фазовой сепарацией расплавов при их быстром подъеме к поверхности.

Для плагиоклазовых вкрапленников в даците вулкана Локон расчетное моделирование с помощью программы [8] позволило установить интервал температур кристаллизации (1035–970 °С), полностью совпадающий с расчетными данными по дацитовым клинопироксенам.

В общем, для дацитов о. Сулавеси определены следующие температуры кристаллизации плагиоклазов (вкрапленники и лейсты основной массы) из наиболее кислых (72–77 мас. % SiO<sub>2</sub>) расплавов – 980–865 °С. Эти данные хорошо согласуются с температурными характеристиками, установленными в результате исследования негретых стекол расплавных включений во вкрапленниках плагиоклаза в риолитах кальдеры Медвежьей на острове Итуруп (Курильские острова) – 920–870 °С [9].

В целом, данные по стеклам прогретых расплавных включений и по стеклам в основной массе свидетельствуют фактически об отсутствии признаков эволюции расплавов при формировании дацитов о. Сулавеси, в отличие от андезитов, для которых установлены включения с переходными от базальтов к дацитам составами.

Таким образом, образование дацитов о. Сулавеси в результате процессов фракционирования исходного расплава не подтверждается. Необходимо рассмотреть иные генетические модели, среди которых в наибольшей степени согласуются с полученной минералогической и термобарогеохимической информацией представления об образовании кислых («дацитовых») расплавов при плавлении островодужной коры под воздействием глубинных магм. Субстратом для частичного плавления могут быть измененные базальт-андезитовые породы, и модель подобных процессов детально рассмотрена в работе [4]. В то же время наличие миоценовых гранитоидов на острове и сходство их составов с данными по расплавным включениям и по современным дацитам позволяют предположить, что в плавящемся субстрате могли присутствовать более древние гранитные породы. Независимо от характера субстрата источником энергии для плавления может быть базальтовая магма, что отмечалось для более ранних (миоценовых) процессов образования на о. Сулавеси кислых расплавов [10] и согласуется с результатами наших исследований современного магматизма северо-востока о. Сулавеси.

Работа выполнена в рамках госзаданий ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2 и 122041400044-2).

[1] Бакуменко И.Т., Томиленко А.А., Базарова Т.Ю., Ярмолюк В.В. Об условиях формирования вулкаников Западно-Забайкальской позднемезозойской – кайнозойской вулканической области (по данным изучения расплавных и флюидных включений в минералах) // Геохимия. 1999. Т. 12. С. 1352–1356.

[2] Котов А.А., Смирнов С.З., Низаметдинов И.Р., Максимович И.А., Уно М., Тсуцучи Н. Флюидный режим и природа дацитовой магмы позднеплейстоценового кальдерного извержения влк. Менделеева

- (о. Кунашир, Южные Курилы) // Динамика и взаимодействие геосфер Земли: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. В 3-х томах. Томск: Томский центр научно-технической информации, 2021. Т. 1. С. 255–258.
- [3] *Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А.* Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавленным и флюидным включениям // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 1. С. 103–133.
- [4] *Smirnov S.Z., Rybin A.V., Kruk N.N., Timina T.Yu., Sokolova E.N., Kuzmin D.V., Maksimovich I.A., Kotov A.A., Shevko A.Ya., Nizametdinov I.R., Abersteiner A.* Parental melts and magma storage of a Large-volume dacite eruption at Vetrovoy Isthmus (Iturup Island, Southern Kuril Islands): Insight into the genesis of subduction-zone dacites // *Journal of Petrology*. 2019. V. 60. № 7. P. 1349–1370.
- [5] *Yavuz F., Yildirim D.K.* A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // *Periodico di Mineralogia*. 2018. V. 87. № 2. P. 149–172.
- [6] *DeBari S.M., Greene A.R.* Vertical stratification of composition, density, and inferred magmatic processes in exposed arc crustal sections // *Arc-continent collision. Frontiers in Earth Sciences*. Berlin: Springer-Verlag, 2011. P. 121–144.
- [7] *Дмитриева Н.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Котляров А.В., Карманов Н.С.* Физико-химические условия образования современных базальтов вулкана Локон, остров Сулавеси (Тихий океан): данные по расплавленным включениям // *Тихоокеанская геология*. 2023. Т. 42. № 3. С. 83–100.
- [8] *Putirka K.D.* Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008. V. 69. № 1. P. 61–120.
- [9] *Низаметдинов И.П.* Петрогенезис посткальдерных вулканитов кальдеры Медвежья на примере вулкана Меньший Брат, о. Итуруп: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2022. 23 с.
- [10] *Petford N., Gallagher K.* Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 193. № 3–4. P. 483–499.



## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КЛИНОПИРОКСЕНОВ В РАЗНЫХ ТИПАХ СОВРЕМЕННЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ОСТРОВА СУЛАВЕСИ, ТИХИЙ ОКЕАН

Н.В. Дмитриева, В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, А.В. Котляров

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

Остров Сулавеси на юго-западе Тихого океана, в северной части которого находятся действующие с середины XX в. и активные в настоящее время вулканы [1, 2], привлекает к себе самое пристальное внимание. В частности, расположенные в северо-восточной части о. Сулавеси структуры современных вулканов Сопутан, Локон и кальдеры Тондоно исследовались ранее, и результаты анализов пород и минералов из эффузивных комплексов этого района опубликованы [1–4]. В то же время многие вопросы, связанные с условиями образования современных вулканогенных пород северо-востока о. Сулавеси, остаются открытыми.

В последнее время авторами получены представительные минералогические и термобаро-геохимические данные об условиях образования минералов, позволившие провести сравнительный анализ физико-химических параметров кристаллизации клинопироксенов в разных типах современных эффузивов о. Сулавеси.

При исследовании коллекции образцов, собранной И.Ю. Сафоновой на северо-востоке острова, были проанализированы в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) клинопироксены и находящиеся в них расплавные включения с помощью электронного сканирующего микроскопа MIRA 3 LMU [(Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd)]. Следует отметить, что для определения состава расплава, из которого кристаллизовался клинопироксен, анализировались гомогенные стекла, получившиеся при плавлении и последующей закалке всего силикатного содержимого включений в ходе высокотемпературных опытов в микротермокамере. Экспериментальные исследования расплавных включений проводились в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

**Клинопироксены** из базальтов, андезитов и дацитов о. Сулавеси по соотношению минералов (En-Wo-Fs) относятся к авгиту, образуя на соответствующей тройной диаграмме практически единое компактное поле.

На диаграммах зависимости содержания химических компонентов от магнезиальности данные по пироксенам из эффузивов о. Сулавеси находятся на окончании тренда клинопироксенов из бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги. При дальнейшем снижении содержания магния пути эволюции составов пироксенов из базальтов, андезитов и дацитов расходятся. Для минералов из базальтов характерны заметный рост титана и явное уменьшение содержания алюминия и кальция на фоне снижения магнезиальности, в отличие от клинопироксенов из андезитов и дацитов с падением  $TiO_2$  и постоянным CaO. В целом составы клинопироксенов свидетельствуют о том, что при формировании современных эффузивов о. Сулавеси действовали две разные магматические системы: «базальтовая» – происходило накопление титана и падение алюминия и «андезит-дацитовая» – с одновременным истощением  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  на фоне уменьшения магнезиальности.

**Расплавные включения в клинопироксенах** из базальтов, андезитов и дацитов о. Сулавеси на диаграмме  $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$  находятся в области пород нормальной щелочности. При этом включения в пироксенах из базальтов образуют компактную группу с минимумом кремнезема и располагаются в начале тренда современных эффузивов северо-востока острова, на окончании которого находятся включения (с максимумом  $SiO_2$  и щелочей) в клинопироксене из дацитов. Данные по включениям в клинопироксене из андезитов тяготеют, с одной стороны, к включениям в базальтах, а с другой – к включениям в дацитах, формируя в целом тренд накопления кремнезема и щелочей, связывающий контрастные составы включений в пироксенах из базальтов и дацитов.

По соотношению CaO–MgO составы включений в клинопироксенах из эффузивов о. Сулавеси разбиваются на две группы. Первую группу с максимальными содержаниями кальция и магния формируют включения в клинопироксене из базальтов и андезитов. В другой группе, с минимальными содержаниями элементов, находятся все включения в клинопироксене из дацитов. Тренд включений в клинопироксене из андезитов о. Сулавеси соединяет эти контрастные группы и соответствует направлению процессов фракционирования клинопироксена.

На всех вариационных диаграммах, несущих информацию о распределении большинства петрохимических компонентов, отчетливо выделяются два типа включений в клинопироксенах: с минимумом SiO<sub>2</sub> и максимальными содержаниями TiO<sub>2</sub>, FeO, MgO (включения в базальте) и с максимальными количествами SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O (включения в даците). Эти две группы соединяются трендом включений в клинопироксене из андезитов, показывающим падение титана, железа, магния, кальция и накопление алюминия и натрия на фоне роста SiO<sub>2</sub>.

В целом, данные по составу включений в клинопироксенах свидетельствуют об участии при формировании эффузивов северо-востока о. Сулавеси как минимум двух типов расплавов – «базальтоидного» и «дацитового» состава. При этом клинопироксены из андезитов кристаллизовались из расплавов, являющихся фактически переходными между двумя контрастными магматическими системами.

**РТ-параметры кристаллизации клинопироксенов** были выяснены с помощью использования программы WinPLtb, основанной на соотношениях составов пироксена и расплава [5]. Состав расплава установлен в результате анализа гомогенных стекол прогретых включений. Глубина кристаллизации пироксенов определена на основе параметров давлений, а также с использованием плотностно-глубинных моделей для островодужного магматизма [5, 6].

Выделяются два уровня глубины кристаллизации клинопироксена из базальтов вулкана Локон: 20.6–14.5 км (1150–1130 °С) и 13–6 км (1145–1105 °С). В целом, клинопироксен в базальтах формировался при незначительном снижении температуры в процессах подъема расплава из нижнего очага в верхний.

Близкие параметры кристаллизации на разной глубине установлены и для клинопироксена из андезитов расположенной рядом кальдеры Тондоно: 23.4–14.6 км (1150–970 °С) и 11.5–7.8 км (1105–975 °С). При этом образование клинопироксена могло происходить в двух промежуточных очагах при фактически постоянном давлении в ходе значительного снижения температуры до 970 °С.

Для клинопироксенов из дацита установлен фактически единый уровень кристаллизации на глубине 20.4–14.3 км (1035–970 °С).

В целом, исследования клинопироксенов и находящихся в них расплавных включений показали разные пути эволюции РТ-параметров глубинных расплавов при кристаллизации клинопироксенов из базальтов, андезитов и дацитов северо-востока о. Сулавеси. В частности, для базальтов два промежуточных очага формирования пироксенов практически сливаются, образуя фактически единую магматическую колонну (зону кристаллизации) с незначительным понижением температуры при подъеме магмы. В случае андезитов образование существенной части клинопироксенов происходило в двух промежуточных очагах при относительно постоянном давлении в ходе значительного падения температуры. При этом клинопироксены из дацитов кристаллизовались исключительно на уровне нижних базальтовых и андезитовых очагов при низкой (с минимумом до 970 °С) температуре.

Работа выполнена в рамках госзаданий ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2 и 122041400044-2).

- [1] *Badan Geologi*. Data dasar gunung api Indonesia. Bandung: Ministry of Energy and Mineral Resources Republic of Indonesia. 2011.
- [2] *Kunrat S.L.* Sopotan volcano, Indonesia: petrological systematics of volatiles and magmas and their bearing on explosive eruptions of a basalt volcano. Dissertations and Theses. 2017. 119 p.
- [3] *Kushendratno, Pallister J.S., Kristianto, Bina F.R., McCausland W., Carn S., Haerani N., Griswold J., Keeler R.* Recent explosive eruptions and volcano hazards at Sopotan volcano – a basalt stratovolcano in north Sulawesi, Indonesia // *Bulletin Volcanology*. 2012. V. 74. P. 1581–1609.
- [4] *Tatsumi Y., Murasaki M., Arsadi E.M., Nohda S.* Geochemistry of Quaternary lavas from NE Sulawesi: transfer of subduction components into mantle wedge // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 107. P. 137–149.
- [5] *Yavuz F., Yildırım D.K.* A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // *Periodico di Mineralogia*. 2018. V. 87. № 2. P. 149–172.

- [6] *DeBari S.M., Greene A.R.* Vertical stratification of composition, density, and inferred magmatic processes in exposed arc crustal sections // *Arc-continent collision. Frontiers in Earth Sciences.* Berlin: Springer-Verlag, 2011. P. 121–144.





## ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ КАК ПРЕДВЕСТНИК ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

А.А. Добрынина, С.А. Король, В.А. Саньков, С.А. Борняков, А.А. Рыбченко, А.В. Саньков

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

Микросейсмические шумы – важное природное явление, которое влияет на записи сейсмических событий (взрывов, землетрясений и пр.) и несет информацию о состоянии недр Земли, ее строении, а также о процессах подготовки и реализации разнообразных опасных геологических процессов, таких как землетрясения, сели, паводки, обвалы и оползни, лавины. Микросейсмический шум регистрируется в любой точке земного шара и складывается из природных и техногенных шумов. В зависимости от положения и условий частотный состав и амплитуды микросейсмических шумов в разных точках могут очень сильно различаться, что делает их индикатором текущего состояния среды в конкретном месте. Байкальский регион и окружающие его территории отличаются многообразием природных и техногенных факторов, влияющих на амплитудно-частотный состав микросейсмических шумов: здесь развита островная мерзлота, присутствуют резкие колебания зимних и летних температур, большое промерзание верхнего слоя в холодные периоды, а также крупные водоемы, включая оз. Байкал, долины крупных рек и пр. Также в регионе очень большая техногенная нагрузка: железнодорожные и автомобильные магистрали, искусственные водоемы (Иркутское и Братское водохранилища) и др. Помимо этого, Байкальский регион относится к одному из наиболее сейсмически активных районов Российской Федерации, по классификации МЧС ему присвоена 1-я (высшая) категория опасности. Помимо сейсмичности, в регионе ярко проявлены иные опасные геологические процессы. В рамках настоящей работы решалась задача выявления аномалий микросейсмических шумов и их возможной связи с подготовкой и реализацией таких процессов, как сейсмическая активизация и прохождение селевых потоков. В качестве основного материала для анализа используются записи микросейсмических шумов, полученные сейсмическими станциями Института земной коры СО РАН и Байкальского и Бурятского филиалов Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН».

В результате анализа непрерывных сейсмических записей в широком диапазоне частот – от 0.01 до 54 Гц – были выявлены три типа эффектов, предшествующих близким землетрясениям и имеющих различную природу: (1) тремороподобные смещения на широкополосных сейсмических станциях, расположенных вблизи сейсмоактивных зон; (2) понижение уровня микросейсмических колебаний за 4–6 часов перед землетрясением; (3) повышение амплитуд и смена поляризации микросейсмических колебаний за несколько суток перед землетрясением.

Тремороподобные события представляют собой стабильный по форме волновой пакет, в голове которого идут высокочастотные колебания (8–18 Гц), сопровождающиеся длинными низкочастотными колебаниями с периодом 16–67 с (частотный диапазон 0.015–0.060 Гц). Подобная форма колебаний может быть вызвана кратковременной резкой одноактной микроподвижкой (функция очага представляет собой треугольник) по существующей плоскости разлома с последующим затуханием. Такие события характерны для областей, расположенных рядом с активным разломом, и могут представлять собой срыв «зацепа» на плоскости разлома или короткие малоамплитудные проскальзывания крыльев разлома. Как правило, такие области характеризуются постоянной повышенной сейсмической активностью.

Понижение уровня микросейсмических колебаний наблюдается в области высоких частот (более 5 Гц) за период от нескольких часов до десятков минут до землетрясения. Излучение от 5 Гц и выше не характерно для региональных землетрясений БРС, излучение которых регистрируется в диапазоне от 0.5 до 5.0 Гц, а также для антропогенных и метеорологических эффектов. Это явление может быть связано с консолидацией среды в области готовящегося землетрясения перед толчком.

Увеличение уровня микросейсмических колебаний и резкая смена поляризации колебаний объемных сейсмических волн, наблюдающиеся за сутки до землетрясения и после, говорят о процессе перестройки среды и активизации медленных движений в зоне влияния основного разлома перед готовящимся землетрясением.

Все три выявленных эффекта наблюдаются, как правило, в ближней зоне – на расстояниях до 130 км от зоны активизации – и могут рассматриваться в качестве краткосрочных предвестников землетрясения.

На основе анализа короткопериодных сейсмических записей, полученных во время прохождения паводков и селевых потоков по р. Кынгарга (Тункинская впадина), установлено, что периоды селевой активности сопровождаются изменением свойств микросейсмических колебаний: появлением в спектре скоростей колебаний двух составляющих – высокочастотной (22–48 Гц), которая связана с движением твердой фракции селевого потока, и низкочастотной (0.35–0.45 Гц), связанной с перемещением водных масс. Зарегистрированные упругие колебания представляют собой поверхностные волны, поляризованные в горизонтальной плоскости с выраженной северо-восточной ориентацией, согласующейся с направлением на источник (селевой поток). Сравнительный поляризационный анализ характеристик сейсмического фона в спокойное время, при паводках и при прохождении селея показал резкое изменение поляризационных свойств микросейсм, что может быть использовано при селевом мониторинге.

На основе полученных результатов предлагается следующий принципиальный алгоритм возможного практического использования наблюдаемых эффектов в качестве одного из способов определения приближения сильного землетрясения и селевого потока: (1) по архивным данным непрерывного сейсмического мониторинга широкополосной сейсмической станцией (станциями) в пределах локального участка литосферы сейсмоактивной (для землетрясений) или селеопасной (для селей) зоны оценивается амплитудно-частотный состав и поляризация фоновых микросейсмических колебаний для каждой станции, в дальнейшем эти показатели будут считаться средними; (2) по данным мониторинга в режиме реального времени автоматически анализируются амплитудно-частотные и поляризационные характеристики текущего сигнала и сопоставляются со средними показателями; (3) в случае обнаружения сигнала-предвестника (значимое превышение амплитуд колебаний и смена ориентации колебаний) данные обрабатываются в ручном режиме и по ориентации колебаний (поляризации) определяется положение эпицентра приближающегося сейсмического события или селевого потока.

Для более точного прогнозирования схода селевого потока предлагается использовать систему мониторинга, состоящую из гидрометра, фотоловушек, метеостанции, сейсмических и акустических станций, расположенных вдоль русла реки. Предлагаемый способ позволяет осуществлять краткосрочное определение приближения опасных геологических процессов (сильное землетрясение, селевой поток) и предпринять необходимые меры по предотвращению серьезных последствий на объектах повышенной опасности, на которых ведется мониторинг.

В дальнейшем необходимо пополнение статистики по вариациям микросейсмических шумов и проведение сопоставлений с другими регионами.



## МЕТАПЕЛИТЫ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ САЛМА, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ, РОССИЯ

К.А. Докукина, В.С. Шешуков, А.Н. Конилов

Москва, Геологический институт РАН, dokukina@mail.ru

Мезонеоархейская Беломорская эклогитовая провинция в восточной части Фенноскандинавского щита по своим размерам (протяженность более 300 км и ширина около 50 км) и количеству тел эклогитов (сотни), не имеет аналогов среди известных сегодня провинций докембрийских эклогитов. История формирования Беломорской эклогитовой провинции от формирования пород – протолитов будущих эклогитов (~2.9 млрд лет назад) – до завершающих метаморфических преобразований (~1.9 млрд лет назад) охватила временной интервал продолжительностью около 1 млрд лет. В строении Беломорской эклогитовой провинции участвуют две эклогитовые ассоциации: Салма, сформированная в результате субдукции пород океанской литосферы, и Гридино, образованная по породам континентальной окраины Кольского континента, состоящим из ТТГ гнейсов с включениями эклогитизированных ультраосновных и основных пород и базитовых даек.

Формирование океанического протолита эклогитов Салмы связывается с мезоархеем или с неоархеем: оценки возраста протолитов эклогитов: 2.94–2.72 млрд лет [1]. До недавнего времени считалось, что протолит эклогитов Салмы представлял собой расслоенный комплекс переслаивающихся габбро третьего слоя океанической коры медленно-спредингового хребта с возрастом ~2.9 млрд лет, которые погружались в зону субдукции в интервале 2.89–2.78 млрд лет. Помимо эклогитизированных расслоенных габбро в состав эклогитовой ассоциации Салмы входит пестрый набор пород. С эклогитами ассоциируют гипербазиты (гидратированные и карбонатизированные гарцбургиты). Такого рода гарцбургиты могли формироваться в надсубдукционных условиях или быть нижней частью разреза архейской океанической коры, о чем свидетельствует их тесная пространственная связь с эклогитами, сформированными по коре океанического типа. Эклогиты, сформированные по вулканогенно-осадочным породам первого слоя океанской коры, включают в себя пиллоу-лавы и ассоциированные с ними алюминиево-кремнистые осадки, заполняющие межподушечное пространство и формирующие межлазовые прослои [2]. Разнообразный набор мафит-ультрамафитовых пород с «океаническими» характеристиками и сопутствующие породы, сопоставимые с глубоководными пелагическими осадками, свидетельствуют о том, что ассоциация эклогитизированных пород Салма может рассматриваться как мезоархейская офиолитовая ассоциация, в полной мере характеризующая эволюцию спредингового центра и раскрытие мезоархейского океанического бассейна. Беломорские эклогиты представляют собой индикаторы глубокой коровой субдукции, а архейский возраст эклогитов является важным аргументом в пользу современного стиля тектоники литосферных плит на ранних стадиях формирования Земли (начало спрединга с формированием коры океанского типа по крайней мере с мезоархея, а процессов коровой субдукции – в неоархее).

Изучен разрез вулканогенно-осадочных пород, представляющих собой чередование мигматизированных метапелитов (кианит-гранат-биотитовые гнейсы) и метабазитов (амфиболитизированные эклогиты). Кианит-гранат-биотитовые гнейсы в составе породообразующих минералов содержат фенгит (минерал эклогитовой фации давлений) с содержанием Si до 3.33 ф.е., который свидетельствует о том, что порода погружалась в зону субдукции вместе с окружающими эклогитами. Гнейсы характеризуются средними содержаниями SiO<sub>2</sub> (60–61 вес. %) и высокими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16.0–16.5 вес. %), Na<sub>2</sub>O (2.8 вес. %) и K<sub>2</sub>O (1.6–2.9 вес. %). Из гнейсов был выделен очень мелкий циркон, предварительное датирование которого методом LA-ICPMS в ГИН РАН дало широкий диапазон возрастов от 3.0 до 1.9 млрд лет. Лейкосома, сформированная по гранат-кианитовым гнейсам, и послонные тела калиевых гранитов (мощностью до 5 м) представлены гранат-мусковитовыми сланцами, состоящими из альмандинового граната, белой слюды (преимущественно мусковит), небольшого количества биотита, калиевого полевого шпата и кварца. Сланцы характеризуются высокими содержаниями SiO<sub>2</sub> (76 вес. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13–

14 вес. %), Na<sub>2</sub>O (2.0–3.5 вес. %) и K<sub>2</sub>O (2.3–3.9 вес. %). В составе породы присутствует много акцессорных U-Pb-Th содержащих минералов, таких как циркон, торит, монацит и ксенотим. Из рассланцованных гранитов был датирован циркон переменного состава (Th/U=0.1–1.2), основные значения U-Pb возраста в котором распределились по дискордии с верхним пересечением 2711±42 млн лет (N 36). Также была выделена небольшая группа близконкордантных значений неоархейского возраста: 1966±560 и 2720±34 млн лет, СКВО 2.1, N 4.

Амфиболитизированные эклогиты содержат гранат и клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты – продукты распада натрийсодержащего клинопироксена омфацита (минерал эклогитовой фации давлений). В составе эклогитов широко распространены округлые образования, заполненные карбонатом, которые предварительно интерпретируются как реликты залеченных полостей в миндалекаменных базальтах. Эклогиты имеют нормальный для толеитовых базальтов состав и характеризуются высоким содержанием CO<sub>2</sub> (2.7 вес. %).

Изученные вулканогенно-осадочные породы, погружавшиеся в зону субдукции, могут рассматриваться в свете фундаментальной проблемы глобального субдукционного осадка как важного фактора транспортировки в зону субдукции C-HO-S флюидов и других химических элементов, которые определяли специфику архейских корообразовательных процессов.

Работа выполнена согласно плану научных исследований ГИН РАН (0135-2019-0077).

- [1] Минц М.В., Докукина К.А., Субдукционные эклогиты Беломорской эклогитовой провинции (восток Фенноскандинавского щита, Россия): мезоархей, неоархей или поздний палеопротерозой? // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 1. С. 151–200. doi:10.5800/GT-2020-11-1-0469.
- [2] Dokukina K.A., Mints M.V., Khubanov V.B., Sheshukov V.S., Konilov A.N., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Golunova M.A. et al. Early Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and partial melting of eclogite-facies rocks in the Salma association, eastern Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Research. 2021. V. 361. 106260. doi:10.1016/j.precamres.2021.106260.



## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДОЛЕРИТЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ (ПЕРВАЯ ПРЯМАЯ U-Pb ОЦЕНКА ВОЗРАСТА)

Т.В. Донская<sup>1</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>2</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>2</sup>, Е.Е. Бадашкова<sup>1</sup>,  
А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>, У.С. Ефремова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tatiana\_donskaya@mail.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Одной из ключевых структур Сибирского кратона является Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс, который протягивается вдоль всего южного края кратона на расстояние около 2500 км и фиксирует окончательное становление кратона как единой структуры [1–3]. Магматические образования этого пояса представлены преимущественно гранитоидами и ассоциирующими с ними вулканитами кислого состава с возрастом 1.84–1.88 млрд лет при подчиненном количестве магматических пород основного и среднего состава. В настоящее время надежные U-Pb оценки возраста по циркону и бадделеиту получены по долеритам и габброидам Шарыжалгайского выступа фундамента и западной части Алданского щита [4–11]. Что касается Байкальского выступа фундамента кратона, то палеопротерозойский возраст магматических пород основного состава (долеритов и базальтоидов) оценивается только по косвенным данным. В частности, возраст 1.84 млрд лет для долеритов из комбинированных даек Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса принимается на основании оценки возраста риолитов из этих даек [12], а возраст 1.88 млрд лет для базальтов и андезибазальтов нижней части акитканской серии допускается как наиболее близкий возрасту самых древних вулканитов кислого состава в структуре Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса [12–14]. Палеопротерозойский возраст долеритов из некоторых даек западно-прибайкальской части Байкальского выступа фундамента оценивается на основании близости геохимических и изотопных характеристик этих долеритов магматическим породам основного состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса [15]. Таким образом, до настоящего времени не было опубликовано ни одной реальной U-Pb оценки возраста по циркону или бадделеиту для палеопротерозойских базитов Байкальского выступа фундамента. С целью восполнить этот пробел было проведено детальное изучение долеритов дайки, прорывающей метаморфические породы харгитуйской свиты сарминской серии, в правом борту руч. Элигей (район пос. Онгурен, Западное Прибайкалье). Дайка, видимой мощностью 25 м, имеет северо-восточное простирание и крутые углы падения. Из дайки был отобран один образец на геохронологические исследования и шесть образцов на петрографические и геохимические исследования из краевых и центральных частей.

Из образца долерита в ИЭК СО РАН был выделен бадделеит с использованием «водной» методики [16]. Всего из образца весом около 1.5 кг было выделено >100 зерен бадделеита размером от 20 до 65 мкм. U-Pb геохронологические исследования бадделеита (ID-TIMS) выполнены в ИГГД РАН. Бадделеит представлен главным образом игольчатыми и псевдопризматическими прозрачными и полупрозрачными кристаллами темно-коричневого и коричневого цвета с однородным внутренним строением. Изученный бадделеит характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (0.9–3.0 %). Точки его изотопного состава аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $1862 \pm 7$  млн лет (СКВО=0.36, нижнее пересечение практически отвечает нулю). Полученное значение возраста можно трактовать как возраст кристаллизации бадделеита и, следовательно, как возраст формирования долеритов.

По химическому составу долериты дайки соответствуют толеитовым андезибазальтам ( $\text{SiO}_2=56.0\text{--}57.1$  мас. %) нормальной щелочности и характеризуются низкими значениями  $\text{mg}\# = 36.6\text{--}37.4$ . Значительных вариаций составов долеритов в краевых и центральных частях дайки отмечено не было. Долериты имеют хорошо фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.5\text{--}7.3$  и очень слабопроявленную отрицательную Eu аномалию  $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.84\text{--}0.88)$ . На мультиэлементных спектрах отмечаются отрицательные аномалии по Nb-

Ta, P, Ti и положительные аномалии по Th-U и Zr-Hf. Для долеритов характерны низкие содержания  $TiO_2=1.1-1.2$  мас. %,  $Fe_2O_3^*=11.8-12.3$  мас. %,  $P_2O_5=0.14-0.19$  мас. %,  $Nb=8.1-9.9$  г/т, но высокие содержания Th=8.4–9.9 г/т и Zr=160–192 г/т. Долериты обнаруживают низкие значения отношения  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , равные 0.511341–0.511363, низкие величины отношения  $^{147}Sm/^{144}Nd$  (0.1156–0.1186) и значения  $\epsilon_{Nd}(t)=-5.9\dots-6.2$ . Долериты имеют высокие значения отношения Ce/Nb (6.5–7.4) и на диаграмме Ce/Nb – Th/Nb [17] располагаются вблизи поля субдукционно-связанных магматических источников. Также в поле SZLM (субдукционно-модифицированная литосферная мантия) попадают точки составов долеритов на диаграмме Th/Nb –  $TiO_2/Yb$  [18]. Отмеченные выше геохимические и изотопные характеристики проанализированных долеритов позволяют предполагать, что они могли бы быть образованы в результате плавления субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами.

Сопоставление геохимических и изотопных характеристик изученных долеритов с составами основных магматических пород Байкальского выступа фундамента, для которых на основании косвенных данных допускается палеопротерозойский возраст, показало, что все эти породы, несмотря на некоторые отличия в своих составах, обнаруживают близкие отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ , варьирующиеся в диапазоне от –4.6 до –11.6, характеризуются отрицательной Nb аномалией на мультиэлементных спектрах и имеют сходные низкие значения отношения  $(Nb/La)_{pm}=0.14-0.38$ , близкие к базальтам океанических дуг [12, 13, 15]. Для всех палеопротерозойских базитов предполагается формирование в результате плавления субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами.

Как было отмечено в ранее опубликованных работах (обзор в [15]), на территории центральной части Байкальского выступа фундамента кратона, а именно в Западном и Северном Прибайкалье, обосновано три этапа протерозойского базитового магматизма: палеопротерозойский (1.88–1.84 млрд лет), позднепалеопротерозойский (1.75 млрд лет) и неопротерозойский (0.72 млрд лет). Было показано, что магматическим образованиям основного состава каждого возрастного интервала свойственны свои строго определенные геохимические и изотопные характеристики [15]. Однако если для позднепалеопротерозойских и неопротерозойских даек к настоящему времени уже имелись надежные оценки возраста [19–21], то для самой ранней генерации возрастная позиция лишь предполагалась на основании косвенных данных. Теперь, с получением надежных данных о возрасте этой генерации долеритов, можно уверенно использовать эти породы в качестве «стандарта» палеопротерозойских долеритов региона и на его основе решать вопрос об отнесении изученных с точки зрения геохимических и изотопных характеристик базитов к группе палеопротерозойских пород основного состава. Кроме этого, новые данные позволяют расширить площадь распространения палеопротерозойских базитов в прибайкальской части Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса и еще раз подтверждают выводы об образовании палеопротерозойских базитов в этом регионе за счет плавления субконтинентального литосферного мантийного источника.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, <https://rscf.ru/project/23-17-00196/>.

- [1] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Будыгерев В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Доклады РАН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
- [2] Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I. Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics // Geological Society of London, Special Publications. 2009. V. 323. P. 145–163.
- [3] 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. 106447.
- [4] Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Доклады РАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.
- [5] Попов Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Ларин А.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Диабазы куранахского комплекса западной части Алдано-Станового щита: возраст и тектоническое положение // Доклады РАН. 2012. Т. 442. № 3. С. 365–368.

- [6] *Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Седерлунд У., Скляр Е.В., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Станевич А.М.* Первые свидетельства палеопротерозойского постколлизийного базитового магматизма в Присяянском выступе фундамента Сибирского кратона // Доклады РАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 440–444.
- [7] *Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд 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.
- [8] *Туркина О.М., Капитонов И.Н.* Источники палеопротерозойских коллизийных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 4. С. 489–513.
- [9] *Туркина О.М., Сухоруков В.П., Родионов Н.В.* Палеопротерозойские шохонитовые мафические ассоциации Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): U-Pb возраст и условия образования циркона // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 6. С. 808–822.
- [10] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S. et al.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosciences. 2016. V. 9. № 6. P. 464–469.
- [11] *Ivanov A.V., Levitskii I.V., Levitskii V.I., Corfu F., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Pavlova L.A., Kamenetsky V.S., Savatenkov V.M., Powerman V.I.* Shoshonitic magmatism in the Paleoproterozoic of the south-western Siberian Craton: An analogue of the modern post-collision setting // Lithos. 2019. V. 328–329. P. 88–100.
- [12] *Шохонова М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П.* Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1049–1072.
- [13] *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю.* Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 139–164.
- [14] *Донская Т.В., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВаэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Киринова Т.И.* Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 452–479.
- [15] *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.
- [16] *Söderlund U., Johansson L.* A simple way to extract baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2002. V. 3. No 2. P. 1–7.
- [17] *Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.* Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: Trace element constraints // Journal of Petrology. (Special Lithosphere Issue). 1988. P. 415–445.
- [18] *Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. 106068.
- [19] *Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж.* Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона // Доклады РАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 654–657.
- [20] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Шохонова М.Н.* Расширение ареала Тимптонской крупной магматической провинции (~1.75 млрд лет) Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 829–839.
- [21] *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.



## МАКРО- И МИКРОХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕСЧАНИКОВ ПАЛЕОЦЕНОВОГО ФРАГМЕНТА РАЗРЕЗА НОВОРОССИЙСКО-АНАПСКОГО ФЛИША (ПОБЕРЕЖЬЕ ЧЕРНОГО МОРЯ, «СКАЛА КИСЕЛЕВА»)

А.В. Драздова<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, annadrazd@gmail.com

<sup>2</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

На южном склоне западного сегмента Большого Кавказа выделяют Сочинский синклиниорий. Существуют представления [1], в соответствии с которыми это реликт келловей-миоценового глубоководного трога, в котором был сформирован комплекс карбонатных, терригенных, терригенно-карбонатных и глинистых пород. Сеноман-эоценовая часть этого комплекса зачастую имеет флишевый характер строения [2]. Авторы называют этот крупный элемент разреза северной и центральной части Сочинского синклинория новороссийско-анапским флишем [3].

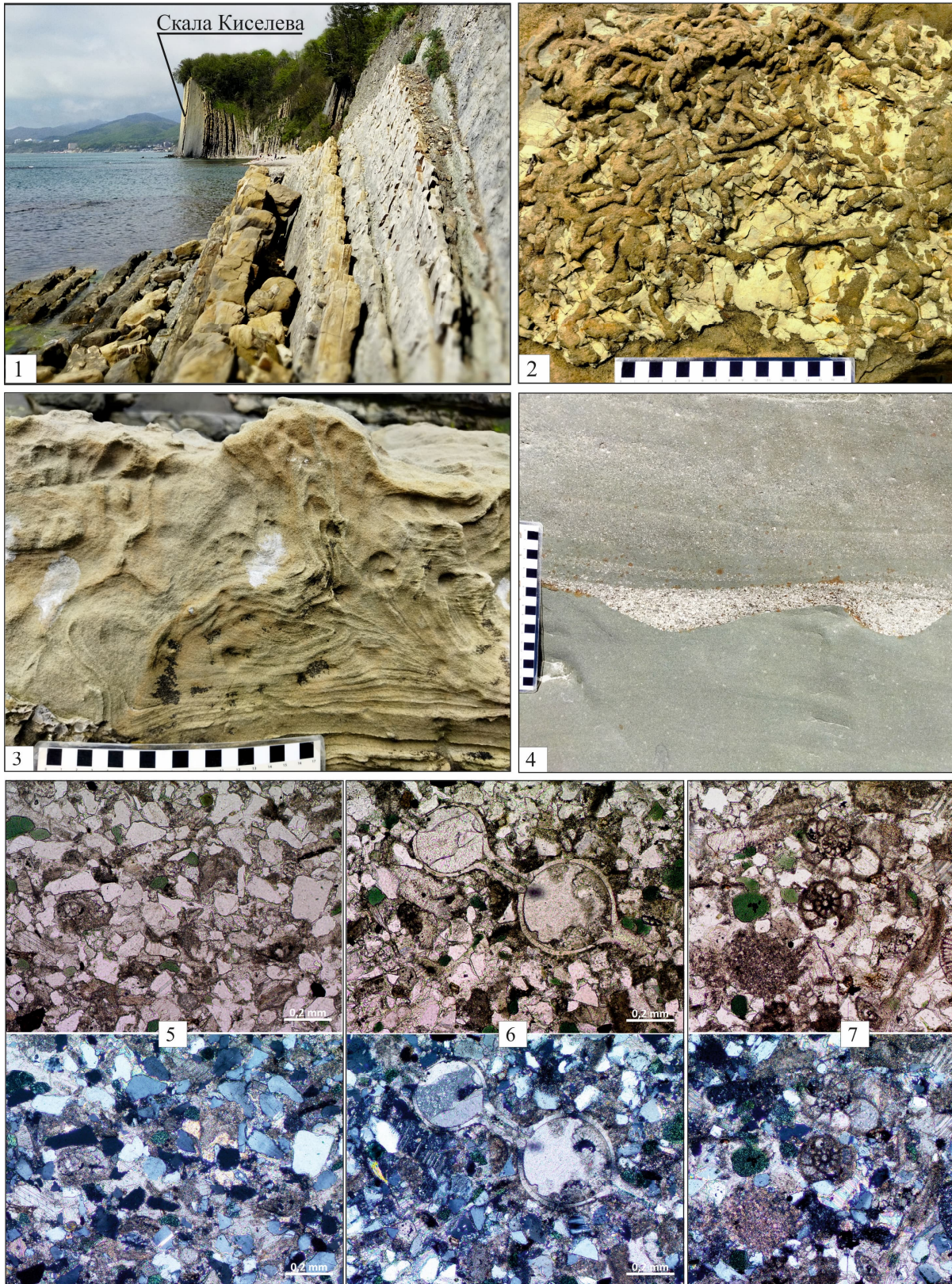
На участке побережья Черного моря, расположенном между устьями рек Агой и Туапсе, разрез и складчатая структура новороссийско-анапского флиша представлена в скальном массиве, известном как «Скала Киселева» (рисунок, 1), и в большой серии соседних береговых обнажений. Фрагмент обнаженного здесь разреза новороссийско-анапского флиша соответствует средней части датского яруса [3]. Это толща ритмичного чередования известковистых песчаников, алевро-песчаников, алевролитов, глинистых известняков. Мощность отдельных (элементарных) ритмов от 20–30 см до 1 м, реже более. Ритмы представляют собой типичные циклы Боума с элементами от «а» или «b» до «е» [5, 6], с той лишь разницей, что элемент «е» представлен не глинистой породой (не аргиллитами), а пелитоморфными глинистыми известняками.

Границы полных и неполных ритмов, если в их основании залегают песчаники (элементы «а», или «b», или даже «с» цикла Боума), зачастую маркированы обильными ихнофоссилиями (рисунок, 2). На поперечных поверхностях слоев этих песчанистых пород видна конволютная слоистость, облик которой обусловлен, очевидно, формированием структур обезвоживания песчаного осадка при его литификации (рисунок, 3). В тех случаях, когда в турбидитовых ритмах отсутствуют элементы цикла Боума, сложенные песчанистыми породами (элементы «а», «b» и «с»), а в основании ритма залегают породы, слагающие элементы «d» и «е» цикла Боума, границы ритмов маркированы мелкими плосковыпуклыми линзами песчанистых пород, представляющих собой, по-видимому, поперечные срезы мелких эрозионных каналов боковых частей распределительной системы турбидитовых конусов – фэнов (рисунок, 4).

Слоистость новороссийско-анапского флиша в пределах участка «Скала Киселева» имеет крутые, вертикальные и зачастую опрокинутые залегания. Почти всегда можно легко определить положение кровли и подошвы отдельных слоев с использованием следующего набора признаков: (1) ярко выраженная градационная слоистость, (2) ихнофоссилии на подошве слоев песчаников (элементы «а», «b» и «с» цикла Боума), слагающих основание отдельных турбидитовых ритмов (рисунок, 2), (3) конволютная слоистость в песчаниках (элементы «а», «b» и «с» цикла Боума) (рисунок, 3), (4) косослоистое внутреннее строение песчаников (элементы «с» цикла Боума), (5) заполненные песчанистым материалом эрозионные каналы в подошве неполных ритмов, представленные только тонкими породами, слагающими элементы «d» и «е» цикла Боума (рисунок, 4). Часто сочетаются все или несколько из перечисленных текстурных признаков.

Песчаники, слагающие нижние элементы ритмов, светло-пепельно-серые массивного облика мелко- и среднезернистые, на выветрелой поверхности приобретают охристый оттенок. При микроскопическом изучении песчаников установлено, что для них характерна обломочная псаммитовая структура (рисунок, 5). Размер обломков 0.05–2.00 мм в поперечнике, сортировка плохая или отсутствует. Обломки преимущественно остроугольные, представлены в основном кварцем, редко – полевыми шпатами и детритными чешуйками белой слюды. В заметном количестве присутствуют зерна глауконита, биокласты (фрагменты карбонатных раковин,





**Фотографии (1–4) палеоценового фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша и микрофотографии (5–7) песчаников из него.**

1 – «Скала Киселева» и изученный скальный фрагмент флиша; 2–4 – особенности строения флиша на участке «Скала Киселева»: 2 – ихнофоссилии на подошве слоя песчаников во флише; 3 – конволютная слоистость во флишевых песчаниках; 4 – заполненные песчаным материалом эрозионные каналы в подошве неполного ритма, представленного тонкими породами (элементы «d» и «e» цикла Боума); 5–7 – микрофотографии шлифов песчаников (сверху николи параллельны, внизу – скрещены): 5 – массивный глауконит-кварцевый песчаник с базальным кальцитовым цементом; 6–7 – глауконит-кварцевый песчаник с кальцитовым цементом, раковинами фораминифер рода *Globigerina* (6) и рода *Lenticulina* (7) и биокластами.

мшанкок, кораллов, а также иглоподобные образования карбонатного и кремнистого состава) и целые раковины фораминифер, принадлежащих родам *Globigerina* (рисунок, 6), *Lenticulina* (рисунок, 7), *Nodosaria*. Обломочная часть породы (терригенные обломки, глауконит, биокласты и раковины фораминифер) в сумме составляет 50–60 %, а цемент – 40–50 % объема породы. Цемент известковый сплошной, очень неравномерно распределенный, базальный и поровый тонкомикроструктурный, реже – среднекристаллический и даже крупнокристаллический. В последнем случае цемент пойкилитовый.

Из известковистых песчаников основания одного из флишевых ритмов в точке с координатами 44°06' 36.83"с.ш. 39°01' 59.13"в.д. отобрана проба (K21-012) для выделения зерен детритового циркона и их последующего датирования. Результаты обработки этой пробы и краткий анализ характера распределения возрастов циркона будут приведены в отдельном докладе [4] на настоящей конференции.

Работа выполнена по плану научных исследований проекта РНФ 23-27-00409.

- [1] Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
- [2] Геология СССР. Т. IX: Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. Ч. 1. 760 с.
- [3] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2023 (в печати).
- [4] Новикова А.С., Романюк Т.В. Характер распределения возрастов циркона в песчаниках датской части разреза новороссийско-анапского флиша // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. Вып. 21. С. 201–203.
- [5] Bouma A.H. Sedimentology of Some Flysch Deposits. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
- [6] Shanmugam G. The turbidite-contourite-tidalite-barocline-hybridite problem: orthodoxy vs. empirical evidence behind the “Bouma Sequence” // Journal of Palaeogeography. 2021. V. 10. 9.



## МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМАЛЬНОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРОГРАММЫ GEOTHERM

А.М. Дымшиц<sup>1</sup>, Е.А. Черкашин<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, adymshits@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт математики и информационных технологий ИГУ

<sup>3</sup> Иркутск, Институт динамики систем и теории управления им. В.М. Матросова СО РАН

Сибирский кратон, образовавшийся в результате объединения архейских террейнов на рубеже 1.9 млрд лет назад, является крупной тектонической структурой Азии. В пределах Сибирского кратона выделяются многочисленные этапы магматической активности, с которыми связано образование разнообразных месторождений полезных ископаемых. Сравнительный анализ данных по изучению состава, строения и термального состояния литосферной мантии на разных временных срезах, зафиксированных в мантийных ксенолитах из разновозрастных кимберлитов, способен помочь лучше оценить влияние тектонотермальных и сопряженных с ними метасоматических событий на развитие кратона.

В последнее время специалистами в области изучения петрологии мантии и алмазных месторождений для реконструкции термального режима используется семейство геотерм, рассчитанных в работе Hasterok, Charman [1]. Однако недостатком этого подхода является выбор наиболее подходящей для изучаемого объекта геотермы «на глаз», простым нанесением значений давления и температуры мантийных пород на диаграмму с геотермами.

Был создан прототип кроссплатформенной открытой программной системы Geotherm, предназначенной для оценки термального состояния литосферы разных геодинамических обстановок, на основе модели, представленной в работе [1]. Эта модель оценивает температуру различных уровней литосферы исходя из мощности слоев, составляющих основу литосферы, и данных теплового потока. В итоге становится возможным оценка теплового потока на поверхности по данным оценки температуры литосферы исследуемого объекта. Алгоритм построен на оптимизации отклонения измеренных значений температуры в литосфере на различных глубинах (по данным мантийных ксенолитов и ксенокристаллов) от профиля моделируемой геотермы, задаваемого начальным значением теплового потока  $q_0$ . Процедура оптимизации параметра модели  $q_0$  строилась на основе расчета оценок отклонений измеренных значений геотермы от вычисленных для нескольких начальных значений теплового потока  $q_0=35\dots39$  мВт/м<sup>2</sup>, аппроксимации промежуточных значений отклонений сплайнами третьего порядка, применения метода одномерной оптимизации «Золотое сечение» на полученном сплайне. Полученная аппроксимация в процессе решения оптимизационной задачи позволяет обеспечить требуемую точность в 0.1 мВт/м<sup>2</sup>. Интерфейс пользователя приложения создан при помощи библиотеки QT-6.5, расчетная часть выполнена как порт (преобразование) исходного кода модели Matlab, предоставленного автором модели в программу на языке Julia. Matlab-реализация алгоритмов моделей Hasterok, Charman [1] дополнена подсистемами сплайн-аппроксимации и оптимизации при помощи пакетов, разработанных сообществом пользователей Julia.

Апробация программы Geotherm была сделана для хорошо изученной геотермы под трубкой Комсомольская-Магнитная [2]. Полученное значение поверхностного теплового потока 36.8 мВт/м<sup>2</sup> находится в хорошем соответствии (35.2 мВт/м<sup>2</sup>) с реконструкциями, сделанными в работе [2] с использованием программы FITPLOT.

Программа Geotherm предназначена для специалистов-предметников, а также для поддержки и развития автоматизации научно-исследовательских работ по изучению вопросов термального режима литосферы разных геодинамических обстановок.

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

- [1] *Hasterok D., Chapman D.S.* Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth Planetary Science Letters*. 2011. V. 307. № 1–2. P. 59–70.
- [2] *Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Yakovlev I.V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V., Garanin V.K.* Thermal state, thickness, and composition of the lithospheric mantle beneath the Upper Muna kimberlite field (Siberian Craton) constrained by clinopyroxene xenocrysts and comparison with Daldyn and Mirny fields // *Minerals*. 2020. V. 10. № 6. P. 549.



## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР, КОНТРОЛИРУЮЩИХ ПОРФИРОВЫЕ РУДНЫЕ ОБЪЕКТЫ

С.В. Ефремов<sup>1</sup>, А.Н. Горячев<sup>1,2</sup>, А.Е. Будяк<sup>1</sup>, С.Ю. Скузоватов<sup>1</sup>, А.В. Блинов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, esv@igc.irk.ru

<sup>2</sup> Магадан, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, goryachev@neisri.ru

Данная статья иллюстрирует один из подходов к решению проблем, возникающих при поисках порфирового рудного объекта. Известно, что порфиоровым рудным системам свойствен определенный набор структурных элементов и вещественных комплексов [1]. К таким элементам и комплексам относятся остатки вулканической постройки, наличие штоков порфиритов, проявление определенных зон метасоматических преобразований, наличие различных типов рудной минерализации.

Используя набор признаков для порфиоровых систем, результаты геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния и методы дистанционного изучения геологических структур, авторы попытаются выделить участки, перспективные на нахождение рудной минерализации, с оценкой ее генетического типа и уровня эрозионного среза предполагаемого рудного объекта.

Для решения поставленных задач была построена цифровая модель рельефа с наложенной на нее оцифрованной геологической картой. Выделение структур было выполнено при визуальном анализе полученной 3D модели с использованием метода аналогии по составу, строению и внешнему облику современных вулканических аппаратов.

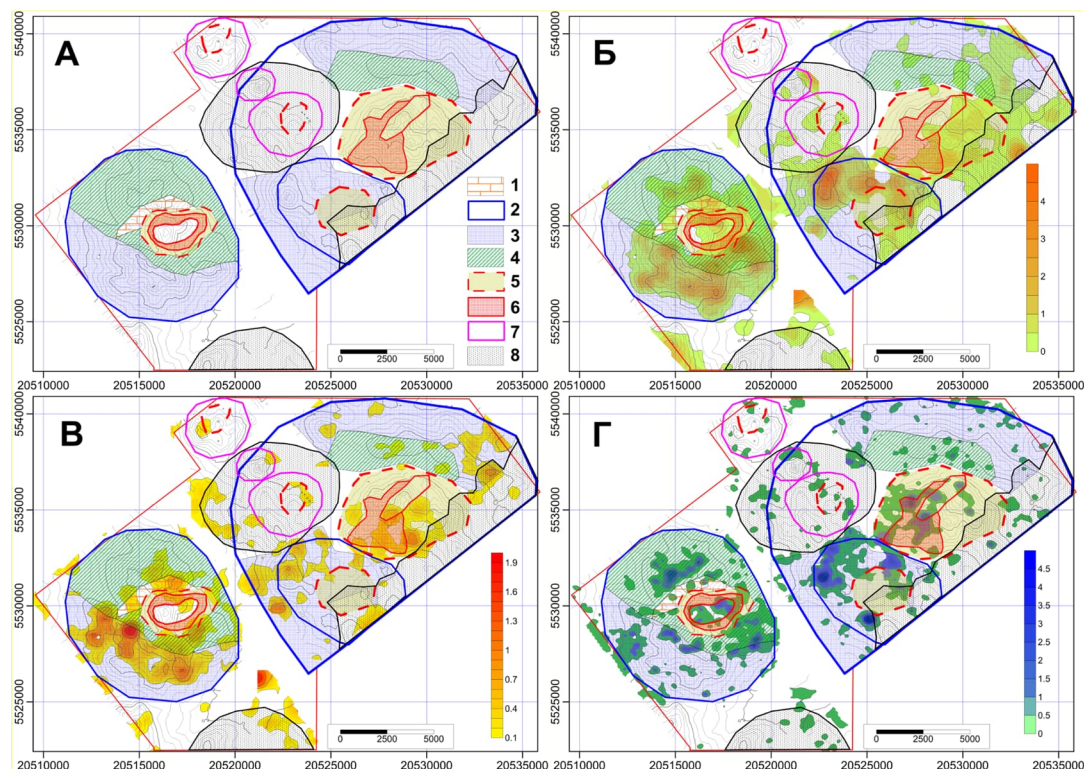
Район работ расположен в пределах Восточного Забайкалья. Он приурочен к мезозойской вулканической депрессии в пределах Аргунского террейна. На площади работ наибольшее распространение свойственно изверженным породам. Они представлены вулканитами приаргунской серии ( $J_{2-3}$ ), гранитоидами шахтаминского ( $J_{2-3}$ ) и нерчинско-заводского ( $J_{2-3}$ ) комплексов. Осадочные породы развиты крайне ограниченно и представлены карбонатами дырбылкейской свиты ( $R_3$ ).

При анализе 3D визуализации выделяются две крупные вулканические постройки, сложенные андезитами даикинской свиты, осложненные серией небольших паразитических куполов, сложенных породами калтанской свиты. По внешним морфологическим признакам это полигенные андезитовые вулканы центрального типа с экстррузивным куполом в центральной части.

Анализ модели позволил выделить главные структурные элементы в пределах эродированных вулканических аппаратов. С учетом того, что для каждого структурного элемента порфиоровой системы свойствен свой собственный набор типов руд и метасоматических преобразований, в качестве критериев верификации построений использованы геохимические поля, фиксирующие тот или иной этап эволюции порфиоровой рудной системы.

На схеме выделены фрагменты конусов андезитовых вулканов, выход фундамента вулканического аппарата, эксплозивные купола, ограниченные зонами кольцевых разломов, границы порфиоровых штоков и дайковых полей, их окружающих (рисунок, А).

Далее рассматривается пространственный контроль выделенными структурными элементами геохимических полей на примере западной вулканической постройки (методика построения карт ассоциаций дана в работе [2]). На рисунке, Б, приведена геохимическая карта, содержащая поле комплексного геохимического показателя, фиксирующего распространение ассоциации Rb, Li, Cs (биотитизация). Наиболее контрастные зоны ореола слагают «кольцо» вокруг штока порфиритов. Ореол проявлен в пределах всех выделенных блоков, включая порфиоровый шток, и довольно близок к размерам вулканической постройки. Он вполне может быть соотнесен с пневматолитовым ореолом, фиксирующим ранние этапы становления порфиоровой рудной системы.



**Выделенные геологические блоки в пределах вулканических построек и геохимические ореолы, локализованные в их пределах.**

*А* – выделенные геологические блоки: 1 – выход фундамента вулкана; 2 – контуры андезитовых вулканов; 3 – фрагменты внешнего конуса вулканов; 4 – блоки эродированного конуса вулканов; 5 – взрывные купола и зоны кольцевых разломов; 6 – порфириновые штоки и связанные с ними дайковые поля; 7 – купола дацитовых вулканов; 8 – депрессии, заполненные вулканитами калтанской и болбойской свит. *Б* – зоны щелочного метасоматоза (ассоциация Rb, Li, Cs). Здесь и далее дана цветная шкала, характеризующая интенсивность процесса. *В* – геохимические поля ассоциации As, Sb, Tl, Cs. *Г* – геохимические поля ассоциации W, Sb, Li, Cs, Nb, Ta.

Геохимический ореол ассоциации As, Sb, Tl, Cs также стремится к кольцевой форме (рисунок, *В*), косвенно указывая на его контроль штоком порфиритов. Наиболее контрастные зоны ореола расположены в пределах малоэродированного фрагмента конуса вулканического аппарата. По сути, он фиксирует верхнюю часть зональной каменной шляпы. Следующий ореол (рисунок, *Г*) ассоциации W, Sb, Li, Cs, Nb, Ta, которая фиксирует минерализацию непосредственно над границей сульфидации. Ореол также приближается к кольцевой форме с преимущественным расположением контрастных полей в пределах эродированного фрагмента конуса вулканического аппарата и штока порфиритов.

Геохимические аномалии и их приуроченность к определенным структурным блокам свидетельствуют о вскрытии зональной каменной шляпы, связанной с порфирировой рудной системой. Отмечается довольно четкий пространственный контроль аномалий, фиксирующих рудный процесс порфирировым штоком и вскрытие корней надрудной зоны. Аналогичные выводы можно сделать и при анализе контроля геохимических ореолов структурными элементами вулканического аппарата, расположенного в восточной части схемы.

В целом, можно видеть закономерное расположение геохимических полей в пределах выделенных структурных элементов вулканических построек, что при совместном анализе позволяет выделить перспективные участки для постановки поисковых работ и оценить уровень эрозионного среза. Анализируя имеющиеся данные, можно уверенно заявить, что рассматриваемые рудно-магматические системы развиваются как порфирировые и вполне могут содержать рудные объекты данного типа на малом уровне эрозионного среза. С учетом четко проявленного в подобных системах контроля минерализации контактными зонами порфирировых интрузий не составляет труда выделить области для постановки дальнейших поисковых работ.

Приведенный пример показывает, что использованная методика выделения структур может быть полезна на начальных этапах проведения геологических работ по поиску рудных

объектов известного генетического типа. Используя генетическую модель, выделяя описываемые структурные элементы и вещественные комплексы, можно уверенно выделять участки, перспективные на обнаружение промышленных рудных объектов заданного типа.

Работа выполнена по темам НИР № 0284-2021-0001 и № 0284-2021-0007.

[1] *Sillitoe R.H.* Porphyry Copper Systems // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 3–41.

[2] *Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Горячев Н.А., Будяк А.Е.* Эволюция Карийской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье, Россия): опыт применения мелкомасштабной геохимической съемки // *Геология рудных месторождений*. 2021. Т. 63. С. 283–294.



## ОБОСНОВАНИЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ТРЕХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТОЛЩ В СОСТАВЕ ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ САРМИНСКОЙ СЕРИИ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

У.С. Ефремова<sup>1</sup>, Т.В. Донская<sup>1</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>1</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>,  
А.В. Иванов<sup>1</sup>, Н.В. Брянский<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, uefremova@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Харгитуйская свита Западного Прибайкалья традиционно рассматривается как основание раннепротерозойской сарминской серии, породы которой принадлежат Сарминскому сегменту Аkitканского орогенного пояса и обнажаются в пределах Байкальского краевого выступа фундамента Сибирской платформы. Породы свиты приурочены к узкой полосе северо-восточного простирания, которая протягивается вдоль зоны разлома, отделяющего фундамент Сибирской платформы от раннепалеозойского Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Согласно данным геологического картирования [2], харгитуйская свита представлена кварцитами, кварцево-сланцевыми сланцами, роговообманково-биотитовыми или двуслюдяными гнейсами и метариолитами. Породы харгитуйской свиты прорываются гранитоидами кочериковского (1.91 млрд лет [1]) и приморского (1.86 млрд лет [4]) комплексов, дайками карбонатитов ( $\approx 1$  млрд лет) [7] и долеритов (720 млн лет) [3]. Для пород харгитуйской свиты характерны тектонические контакты с породами вышележащей иликтинской свиты сарминской серии. Раннепротерозойский возраст харгитуйской свиты устанавливался на основании возраста ее метаморфизма (1.95 млрд лет по [6]), а также по прорыванию образований свиты гранитоидами кочериковского и приморского комплексов.

Породы харгитуйской свиты были изучены на нескольких участках их распространения (с севера на юг): в правом борту р. Элигей, на мысе Ядор оз. Байкал и в обнажениях вдоль р. Анга вблизи пос. Еланцы. Для U-Pb геохронологических исследований были отобраны четыре пробы на разных участках, цирконы из которых были проанализированы в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 с эксимерным лазером Analyte Excite и ячейкой двойного объема HelEx II.

Лейкокатовый гнейс был отобран в правом борту руч. Элигей севернее пос. Онгурен. В этом образце было проанализировано 116 зерен детритового циркона, конкордантные значения были получены для 75 зерен. Большая часть полученных значений (42 % зерен) формируют основной пик на отметке 2984 млн лет, менее значимые пики формируются на отметках 2860 млн лет (33 % зерен) и 3096 млн лет.

В слюдисто-кварцевом сланце, отобранном также в правом борту руч. Элигей в 2.5 км к югу от предыдущей точки, было проанализировано 147 зерен детритового циркона, из которых для 137 зерен были получены конкордантные значения возраста. Основной возрастной пик формируется на отметке 2331 млн лет, также отмечаются более мелкие пики на отметках 2869 и 2973 млн лет.

Из слюдисто-кварцевого сланца на мысе Ядор было отобрано 111 зерен детритового циркона, 92 из которых показали конкордантные значения. Наиболее значимый возрастной пик формируется на отметке 2461 млн лет, менее значимые пики отмечены в промежутке 2903–3037 млн лет.

К юго-западу от пос. Еланцы в правом борту р. Анга был отобран слюдистый кварцит, в котором были проанализированы 100 зерен детритового циркона, для 77 из них были получены конкордантные значения возраста. Основной возрастной пик сформировался на отметке 1835 млн лет, а второй менее значимый пик – на отметке 2026 млн лет.

Таким образом, на основании полученных геохронологических данных среди пород харгитуйской свиты были выделены три разновозрастные группы. Первую группу составили породы, отобранные в правом борту р. Элигей, возраст формирования которых можно оценить как 2.9–



3.0 млрд лет. Во вторую группу были объединены породы, опробованные к северу от пос. Онгурен (участки Элигей и Ядор), которые накапливались на временном интервале 1.95–2.30 млрд лет. В третью группу были объединены породы, отобранные вдоль р. Анга, основной возрастной пик которых соответствует отметке ~1.85 млрд лет, что указывает на их образование после внедрения гранитоидов приморского комплекса с возрастом 1.86 млрд лет.

Петрографические исследования позволили охарактеризовать породы первой группы как лейкократовые ортогнейсы кварц-плагиоклазового состава. Среди пород второй группы встречаются преимущественно кварциты и кварцево-сланцевые сланцы. Породы третьей выделенной группы также сложены преимущественно кварцитами и слюдисто-кварцевыми сланцами.

Лейкократовые гнейсы первой группы характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2$  68.7–70.0 мас. %. Для них характерны высокие содержания глинозема ( $\text{Al}_2\text{O}_3=15.2\text{--}16.2$  мас. %), а значения  $A/CNK$  составляют 1.03–1.09, что позволяет отнести эти породы к перглиноземистым. На диаграмме альбит-анортит-ортоклаз [9] точки составов гнейсов сосредоточены в поле тоналитов. Согласно классификации [13], исследуемые породы относятся к магнезиальным образованиям. Гнейсы характеризуются низкими содержаниями тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ), что обуславливает высокую степень их фракционирования ( $La_n/Yb_n=22\text{--}137$ ). Европиевая аномалия практически отсутствует на графиках распределения РЗЭ ( $Eu/Eu^*=0.89\text{--}0.92$ ). Для исследуемых пород характерны низкие содержания Y (1.08–1.57 г/т) и Nb (1.67–2.40 г/т), а также высокие содержания Sr (554–1175 г/т). По своему химическому составу исследованные гнейсы сопоставимы с архейскими породами ТТГ (тоналит-гранодиоритовая) серии [10] и схожи с известными в северной части Байкальского выступа ТТГ гранитоидами с возрастом  $2884\pm 12$  млн лет [12]. Вероятнее всего, гнейсы первой группы были образованы в результате метаморфизма этих гранитоидов ТТГ серии.

Кварциты второй группы характеризуются содержанием  $\text{SiO}_2$  90–97 мас. % и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.8–4.5 мас. %. Сланцы характеризуются меньшими по сравнению с кварцитами концентрациями  $\text{SiO}_2$  (64–74 мас. %) и высокими содержаниями глинозема ( $\text{Al}_2\text{O}_3=12\text{--}19$  мас. %). По величине гидролизатного модуля (ГМ) (0.02–0.07) кварциты относятся к группе гипер- и суперсилитов, а сланцы характеризуются более высокими значениями ГМ (0.26–0.35) и принадлежат группам миосилитов и гипосилитов [8]. На классификационной диаграмме А.Н. Неелова [5] все точки составов кварцитов сосредоточены в поле кварцевых псаммолитов. Сланцы, согласно этой же диаграмме, отвечают составам полимиктовых песчаников и алевролитов, а также алевропелитовых аргиллитов. На диаграмме М.М. Хиррона [14] кварциты попадают в поля субаркозов и кварцевых аренигов, сланцы же отвечают составам граувакк. Кварциты и сланцы характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ( $La_n/Yb_n=4\text{--}16$ ) и преимущественно отрицательной европиевой аномалией ( $Eu/Eu^*=0.46\text{--}0.95$ ). Отличительной особенностью сланцев относительно кварцитов является более высокое содержание как легких, так и тяжелых лантаноидов.

Для кварцитов третьей группы характерны вариации содержания  $\text{SiO}_2$  от 89 до 97 мас. %, в то время как сланцы характеризуются немного более низкими значениями – 71–85 мас. %. Концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  варьируются в пределах 1–6 и 8–13 мас. % для кварцитов и сланцев соответственно. По классификации [8], кварциты отвечают группе суперсилитов ( $ГМ=0.06\text{--}0.09$ ), а сланцы соответствуют нормо- и миосилитам. По классификации [5] кварциты отвечают кварцевым псаммолитам и слабозелезистым силицитам, сланцы, в свою очередь, располагаются в поле полимиктовых песчаников. На диаграмме [14] точки составов кварцитов сосредоточены в полях субаркозов и кварцевых аренигов, сланцы располагаются в поле аркозов и граувакк. Для сланцев и кварцитов отмечаются фракционированные спектры распределения РЗЭ ( $La_n/Yb_n=3\text{--}11$ ) с отрицательной европиевой аномалией ( $Eu/Eu^*=0.58\text{--}0.83$ ). Для сланцев третьей группы прослеживается тенденция к более высокому содержанию легких и тяжелых РЗЭ относительно кварцитов.

Кварциты и сланцы второй и третьей группы характеризуются повышенными отношениями  $Th/Co$  и  $La/Sc$ , что позволяет рассматривать магматические породы кислого состава как основные поставщики терригенного материала в бассейны седиментации этих пород [11]. На основании корреляции отношений  $Th/Sc$  и  $Zr/Sc$  [15] было установлено, что кварциты второй и третьей группы отличаются высокой степенью зрелости и сортировки терригенного материала, в то время как для сланцев в основном отмечается менее зрелый характер материала, а их составы в большей степени отражают составы источников. Химический состав исследуемых терригенных пород второй и третьей группы, в том числе высокая степень зрелости и сортировки осадоч-

ного материала, позволяет предположить, что эти породы могли быть образованы в схожих геодинамических обстановках, которые, вероятнее всего, представляли собой осадконакопление во внутриконтинентальных бассейнах, но на разных временных интервалах протерозойской истории развития Сарминского сегмента Аkitканского орогенного пояса.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в материалах предшественников и даже на современных геологических картах в харгитуйскую свиту сарминской серии были объединены породы разного возраста (около 2.9 млрд лет, 1.95–2.30 млрд лет, <1.85 млрд лет), формирование которых происходило на разных этапах эволюции Сарминского сегмента Аkitканского орогенного пояса. Согласно Стратиграфическому кодексу России [16], подобное объединение разновозрастных образований в разрез единого стратоподразделения недопустимо, что требует пересмотра существующих легенд государственных геологических карт и выделения трех новых свит (или метаморфических комплексов) с разной возрастной позицией.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, <https://rscf.ru/project/23-17-00196/>.

- [1] Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определения возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 154–164.
- [2] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Ангаро-Енисейская. Масштаб 1:1000000. Лист N-48 (Иркутск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 574 с.
- [3] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 22–41.
- [4] Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.
- [5] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [6] Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г., Иванов А.В., Данилов Б.С., Базарова Е.П. Эпигенетическая графитизация в фундаменте Сибирского кратона – свидетельство миграции обогащенных углеводородами флюидов в палеопротерозое // Доклады РАН. 2019. Т. 486. № 2. С. 217–222.
- [7] 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.
- [8] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.
- [9] Barker F. Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. New York: Elsevier, 1979. 659 p.
- [10] Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005. V. 80. P. 33–44.
- [11] 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.
- [12] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B. Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // Precambrian Research. 2009. V. 170. P. 61–72.
- [13] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- [14] 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.
- [15] 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.
- [16] Стратиграфический кодекс России / Ред. А.И. Жамойда. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.



## СУБДУКЦИОННЫЕ МЕЛАНЖИ АЛАМБАЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ САЛАИРА: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Ф.И. Жимулев<sup>1</sup>, А.В. Корсаков<sup>1</sup>, А.С. Степанов<sup>2</sup>, А.В. Котляров<sup>1</sup>,  
М.А. Фидлер<sup>1</sup>, Н.А. Бехтерев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, zhimulev@igm.nsc.ru, korsakov@igm.nsc.ru, kotlyarov@igm.nsc.ru, fidler.marina@gmail.com, n.bekhterev@g.nsu.ru

<sup>2</sup> China, Wuhan, School of Earth Resources, Collaborative Innovation Center for Exploration of Strategic Mineral Resources, China University of Geosciences, aleksandr@cug.edu.cn

Офиолитовые зоны являются источником информации об океанических этапах геологического прошлого складчатых областей. Среди офиолитовых поясов ЦАСП Аламбайская офиолитовая зона (АОЗ) является одной из наименее изученных структур. Она образует несколько линзовидных ареалов в центральной и южной части Салаирского кряжа, сложенного преимущественно кембрийскими вулканическими и осадочными породами палеоостроводужного происхождения. В пределах АОЗ выделяются Тягун-Аламбайский, Шалапский, Кытмановский и Уксунайский ареалы, наиболее крупные из которых имеют протяженность около 70 км при ширине до 20 км. Перечисленные ареалы представляют собой зоны развития полимиктового терригенного меланжа с линзовидно-струйчатыми обособлениями серпентинитового меланжа и отдельными тектоническими пластинами пород офиолитовой ассоциации. Участки меланжевого строения чаще всего тектонически совмещены с вулканомиктовым флишем зелено-фиолетовой серии позднекембрийско-раннеордовикского возраста. Внутреннее строение ареалов меланжа характеризуется большим разнообразием тектонических и тектоноседиментационных микститов, среди которых можно выделить несколько наиболее характерных породных ассоциаций. Преобладающий тип – полимиктовый меланж, включающий блоки (размером от метров до сотен метров) микрокварцитов (метакремней), нередко с марганцевой минерализацией, в матриксе из граувакк, в подчиненном количестве присутствуют блоки известняков и гранатовых амфиболитов (район сел Целинное, Шалап, Мартыново). Второй тип представляет ассоциацию линзовидных блоков известняков и зеленокаменных базальтов, часто пронизанных густой сетью прожилков кальцита и содержащих кальцитовые миндалины (район с. Кытманово и Аламбай). Блоки погружены в матрикс из граувакк и мелкообломочных осадочных микститов. Среди серпентинитовых меланжей выделяются автокластические разности, представленные блоками и «псевдо-валунами» массивных серпентинитов в матриксе из серпентинитовых сланцев, и серпентинитовые полимиктовые меланжи с блоками микрокварцитов, реже – габброидов и зеленокаменных базальтов, иногда сохраняющих подушечную отдельность (дорога между селами Тягуном и Аламбаем). Линзы серпентинитовых сланцев и автокластических меланжей нередко разграничивают геологические границы. Включения в меланжах всех типов представлены как округлыми глыбами, так и тектоническими линзами, имеющими характерную форму лимонной косточки с приостренными краями и следами тектонической обработки поверхности. Базальты из меланжа характеризуются повышенными содержаниями фосфора, титана, ниобия, высоким лантан-итербиевым отношением и соответствуют ОІВ типу.

К зоне развития субдукционного меланжа приурочен единственный на Салаире метаморфический комплекс – ангурепский, представленный гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами с небольшим количеством мраморов. Метаморфические породы образуют узкую тектоническую пластину, совмещенную с пластинами неметаморфизованных вулканитов, флиша и меланжа, а также образуют блоки в полимиктовом меланже. Амфиболиты состоят из граната, амфибола, плагиоклаза, кварца, кальцита, редко встречается биотит. Составы граната в амфиболитах относятся к альмандин-спессартин-гроссуляровому ряду с незначительным содержанием пиропового минала (менее 7 мол. %), Кристаллы граната характеризуются прогрессивным типом зональности в распределении марганца, содержание которого уменьшается от центра кристалла к пери-

феррии. Это сопровождается сопряженным увеличением количества железа и магния при практически постоянном содержании кальция. Кристаллы амфибола химически однородны и согласно международной классификации IMA2012 относятся к Са-амфиболам (магнезио- или ферроферри роговая обманка и гастингсит). В некоторых порфиробластах граната в амфиболитах наблюдаются многочисленные включения кварца, кальцита, хлорита, эпидота, иногда присутствует ильменит. Образование этих гранатовых амфиболитов происходило в условиях эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фаций в интервале 600–700 °С при давлении не более 1.0–1.2 ГПа. По содержанию титана в цирконе температура метаморфизма оценивается в 646 °С. В отличие от типично субдукционных метаморфических комплексов в породах ангурепского метаморфического комплекса нет метаморфических индикаторов повышенных давлений при низких температурах. По геохимическим особенностям амфиболиты соответствуют толеитовым базальтам океанических островных дуг, а не внутриплитным образованиям. Эти черты определяют своеобразие ангурепского комплекса среди других субдукционных метаморфитов Алтае-Саянской области. Возраст пика метаморфизма гранатовых амфиболитов устанавливается на основании датирования метаморфогенного циркона из этих пород – 507 млн лет (LA-ICP-MS), а время эксгумации – при помощи аргон-аргонового датирования мусковита, образовавшегося на этапе регрессивного метаморфизма – 500 млн лет, что примерно соответствует времени перестройки между ранним и поздними этапами островодужного вулканизма на Салаире.

Директивные структуры в полях развития субдукционного меланжа погружаются в направлениях, обратных по отношению к северо-восточной вергентности Салаирского аллохтона. Исходное, до образования Салаирского ороклина, направление падения этих структур было восточным, возможно, оно наследует направление субдукции в Аламбайской зоне.

Ассоциация базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками (ОИВ) и известняков может рассматриваться как фрагмент аккрецированного палеосимаунта. Карбонатные брекчии района с. Пуштулим могут представлять собой склоновые фации карбонатной платформы палеосимаунта. Вулканомиктовый флиш зелено-фиолетовой серии, вероятно, накапливался в пределах преддугового прогиба и глубоководного желоба, перекрывая также расположенную между ними аккреционную призму, содержащую эксгумированные обособления субдукционного меланжа и пластину метаморфических пород ангурепского комплекса. Широкое развитие в субдукционном меланже пород с надсубдукционными геохимическими характеристиками, представленных габброидами из серпентинитового меланжа и гранатовыми амфиболитами, позволяет предположить, что фрагменты несущего островодужную постройку висячего крыла зоны субдукции могли вовлекаться в процесс субдукции, как это предусматривает модель тектонической эрозии островных дуг. Другие объяснения наблюдаемой ситуации, например субдукция отмершей островной дуги, также допустимы, но более сложны. Формирование АОЗ происходило во внутриокеанических условиях в кембрийское время, до континентальной коллизии, вероятно, в результате столкновения палеосимаунта с внутриокеанической островной дугой.

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



## СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ: ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ

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 коллизионный ороген, среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоной (ЧТУС).

Для хорошо изученных Чарышско-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 зеленосланцевой и глаукофансланцевой фациях.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки по белым слюдам и натровым амфиболам из глаукофановых сланцев Уймонской зоны Чарышско-Теректинского сегмента и Куртушибинской зоны Саянского сегмента [2] указывают на раннесреднеордовикский возраст субдукционного процесса.

Улаганский сегмент сутурно-сдвиговой зоны расположен в сложном тектоническом узле сочленения структур Горного Алтая и Западного Саяна, где большую роль играют позднепалеозойские сдвиги и надвиги [3–5]. Они разделяют его на Телецкий, Саратанский и Чульчинский блоки. Телецкий и Саратанский блоки сложены тектоническими пластинами метабазальтов и метатерригенно-кремнистых пород мощностью от десятков до сотен метров. Последние представлены ритмично-слоистыми песчаниками и алевролитами; ритмы часто завершаются тончайшими прослоями кремнистых пород. Для метапесчаников характерны слабоокатанные обломки кварца, плагиоклаза и амфибола.

Большинство спектров распределения REE, нормированных по хондриту [6], для сланцев и метапесчаников Телецкого и Саратанского блоков обогащены LREE относительно HREE. На мультиэлементных диаграммах наблюдаются Nb-Ta-, P- и Ti-минимумы, свидетельствующие о том, что сланцы и метапесчаники образованы из продуктов разрушения надсубдукционных магматических пород.

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 осадочные 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.

По геохимическим показателям метабазальты из тектонических пластин Телецкого и Саратанского блоков являются океаническими и образуют три группы пород. Базальты первой из них демонстрируют слабонаклонные спектры распределения REE, слегка обогащенные LREE

относительно HREE. На мультиэлементных диаграммах они образуют слабоотрицательные спектры, типичные для E-MORB. У базальтов второй группы более «крутые» спектры распределения REE и хорошо выраженные на спайдер-диаграммах K- и P-минимумы, характерные для OIB. В третью группу входит один базальт, обладающий практически плоскими редкоземельным и мультиэлементным спектрами, наблюдающимися у OPB. По баррузитам из амфиболитов района Телецкого озера получено значение  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста  $472.5 \pm 13.9$  млн лет [8].

Тектонические пластины Телецкого блока прорваны Алтынтаусским, Онышским, Каракудюрским и Кубадринским гранитоидными массивами. Два последних из них 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) [9]. Спектры распределения REE в габброидах Каракудюрского массива асимметричные с низким  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ . На мультиэлементных диаграммах отчетливо выражены минимумы по Ta и Nb, а также слабо проявлены – по Ti и Sr [10]. На дискриминационных диаграммах [11] габброиды попадают в поле надсубдукционных вулканитов. Цирконы из лейкогаббро демонстрируют конкордантный возраст на уровне  $413 \pm 5$  млн лет [12]. С повышением кремнекислотности пород до гранодиоритов спектры распределения REE в них становятся все более «крутыми» [10]. Согласно диаграммам Пирса [11] и диаграмме  $\text{SiO}_2$ -MALI [13] эти породы являются субдукционными I-типа. Результаты U/Pb датирования цирконов из них [12] указывают на временной рубеж  $419 \pm 4$  млн лет. Граниты поздней фазы характеризуются еще более «крутыми» спектрами распределения REE без отчетливых минимумов по Nb и Ta, характерными для гранитоидов S-типа. Кубадринский массив обладает аналогичной зональностью: кварцевые диориты, имеющие значения возраста на уровне  $410 \pm 13$  и  $422 \pm 7$  млн лет [12], относятся к гранитоидам I-типа, а более кислые разности – к гранитоидам S-типа. Конкордантный возраст цирконов из гранитоидов, имеющих осцилляторную зональность и высокое Th/U отношение, находится на уровне  $445 \pm 8$  млн лет [14]. Онышский и Алтынтаусский массивы менее изучены. Лейкограниты первого из них демонстрируют U/Pb возраст по цирконам  $412.1 \pm 3.3$  млн лет [15], а граниты второго –  $419 \pm 11$  млн лет [16].

Таким образом, Улаганский сегмент представлен тектоническим чередованием океанических базальтов и терригенно-кремнистых пород, метаморфизованных до эпидот-амфиболитовой фации. Возраст наиболее молодой популяции детритовых цирконов из метапесчаников, обладающих характеристиками надсубдукционных магматических пород, указывает на нижнюю возрастную границу их осадконакопления не древнее раннего ордовика. В силуре – раннем девоне в метаморфические породы восточной части Горного Алтая внедрены гранитоидные массивы, маркирующие завершение формирования аккреционной структуры Улаганского сегмента ЧТУС сутурно-сдвиговой зоны и начало коллизионного этапа.

Исследования выполнены в рамках проекта РФФ 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. и др. 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 1983–1991 г.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. Малоснисейское, 1991. 198 с.
- [10] Крук Н.Н. Эволюция континентальной коры и гранитоидный магматизм Горного Алтая: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2015. 554 с.
- [11] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of petrology*. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.
- [12] Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Vandoorne W., Ryabinin A., Van Den Haute P. *et al.* 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.
- [13] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Jornal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- [14] Cai K., Sun M., Xiao W., Buslov M.M., Yuan C., Zhao G., Long X. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic composition of granitoids in Russian Altai Mountain, Central Asian Orogenic Belt // *American Journal of Science*. 2014. V. 314. № 2. P. 580–612.
- [15] Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 (Горно-Алтайск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.
- [16] 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.



## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

М.Ю. Зубков

Тюмень, ООО «ЗапСибГЦ», zubkovmyu@mail.ru

При поисках месторождений нефти и газа широко используются результаты сейсморазведочных работ с целью выделения антиклинальных структур в осадочных породах с коллекторами гранулярного типа или прогноза расположения рифовых тел в карбонатных отложениях. При этом совершенно не учитывается характер распределения напряжений в осадочном чехле, возникающих в результате роста антиклинальных структур различного типа или при формировании, например, надвиговых зон. Формирование тектонических структур различной формы и разных размеров в осадочном чехле оказывает активное влияние на образование в нем зон тектоногенной трещиноватости, участков разуплотнения или, напротив, сжатия. В первых двух случаях происходит улучшение фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов, а во-втором, наблюдается резкое ухудшение их коллекторских свойств.

Использование тектонофизического моделирования на основе данных сейсморазведочных работ позволяет осуществить прогнозирование зон дробления, разуплотнения или, напротив, сжатия в осадочном чехле, что обуславливает повышение эффективности поисков в нем высокопродуктивных зон в пределах углеводородных залежей и/или месторождений.

Рассмотрим конкретные примеры использования комплексирования результатов тектонофизического моделирования, выполненного на основе результатов сейсморазведочных работ, для прогнозирования характера распределения напряжений в осадочном чехле [1, 2].

Начнем рассмотрение с простейших тектонических структур, а именно с симметричного поднятия («палеовулкана») и трапециевидного поднятия (рис. 1, а, з). Для этого используем оптико-поляризационные модели (рис. 1, б, в, д, е).

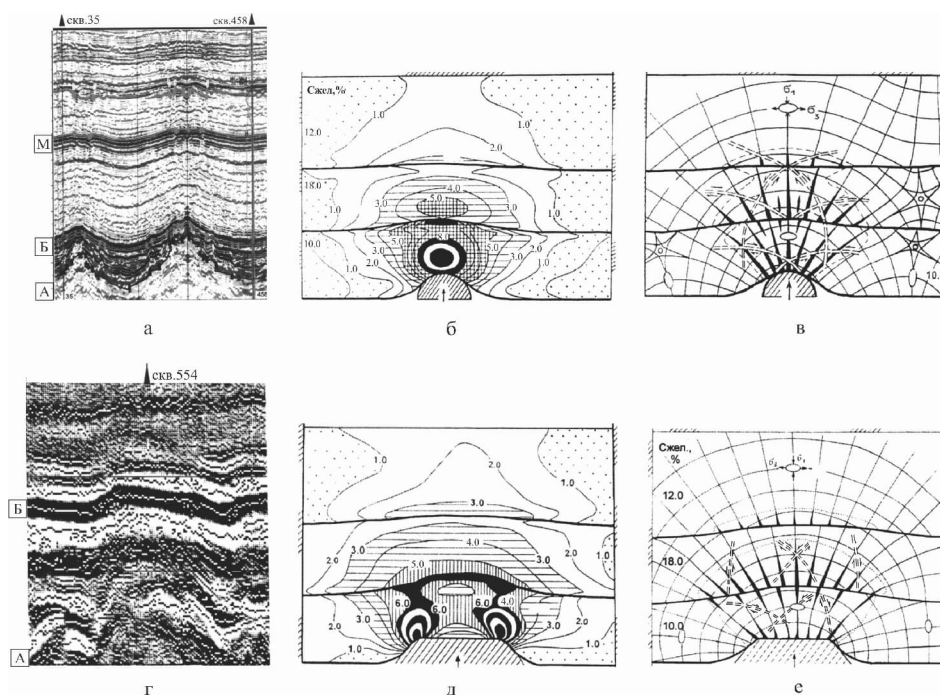


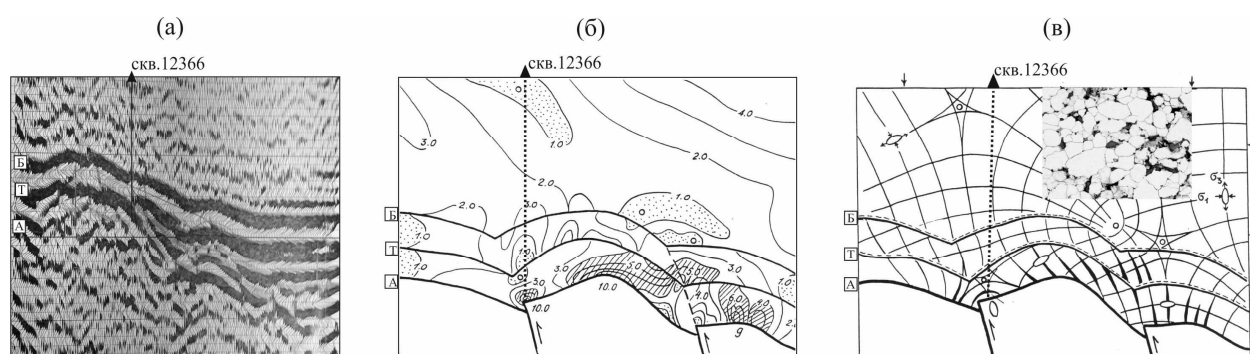
Рис. 1. Примеры базовых сейсмопрофилей (а, з) и расшифровка построенных на их основе оптико-поляризационных моделей (б, в, д, е); а – Пальяновская площадь, з – Салымское месторождение.



Над симметричным поднятием формируются две зоны концентрации напряжений – одна в нижней части модели непосредственно над вершиной поднятия, а вторая на границе нижнего и среднего слоев и в нижней части среднего слоя (рис. 1, б, в). Нижняя зона максимальных напряжений – это зона сжатия, а верхняя, напротив, зона растяжения или разуплотнения, о которой более подробно будет сказано позднее при рассмотрении тектоноседиментационных моделей. Над симметричным поднятием прогнозируется сеть субвертикально ориентированных трещинных дислокаций, постепенно наклоняющихся по мере движения по его крыльям к его основанию (рис. 1, в). В случае достаточно амплитудного поднятия субвертикальные трещины, образующиеся над его вершиной в зоне сжатия и разуплотнения, объединяются и появляется возможность субвертикальной миграции флюидов из зоны сжатия в зону разуплотнения с формированием, например, углеводородной залежи.

В случае роста трапециевидного поднятия распределение напряжений заметно отличается от ранее рассмотренного варианта с симметричным поднятием (рис. 1, д, е). Зоны с максимальной концентрацией напряжений образуются на его краях и на границе между нижним и средним слоями (рис. 1, д, е). Собственно, над плоской поверхностью трапециевидного поднятия уровень напряжений не очень высокий. Следовательно, максимальная плотность трещин в рассматриваемом случае формируется на краях поднятия и на границе между нижним и средним слоями (рис. 1, д). При этом протяженность зоны дробления, образующейся в интервале между нижним и средним слоями гораздо больше, чем таковая, сформировавшаяся над симметричным поднятием.

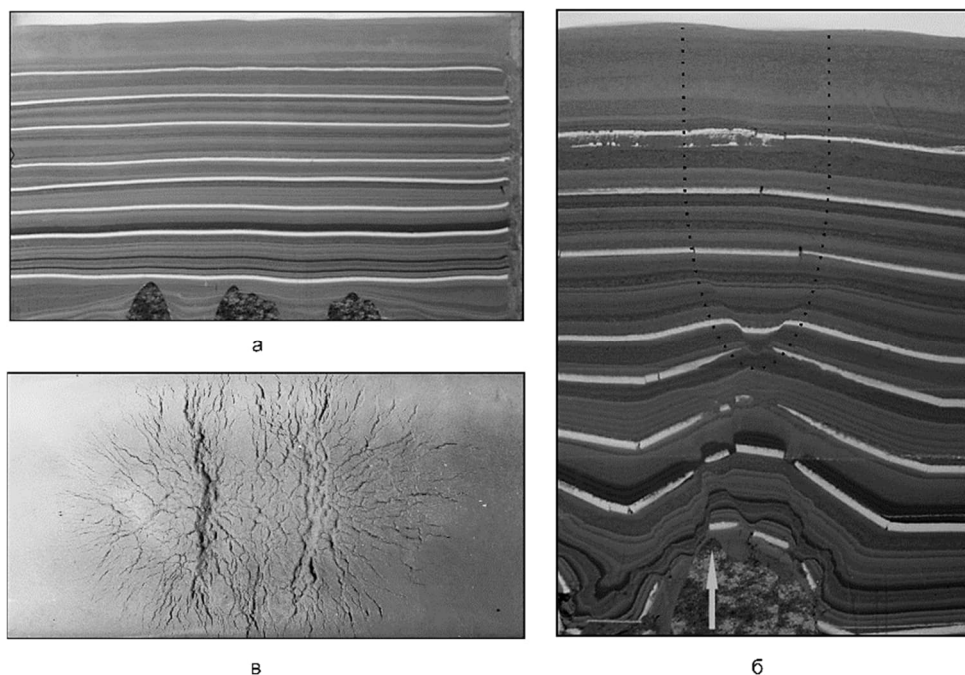
В случае, когда в фундаменте образуются надвиги, в осадочном чехле по данным оптико-поляризационного моделирования формируется довольно сложная картина распределения напряжений (рис. 2). Отличительная особенность рассматриваемой структурно-тектонической ситуации является появление нескольких изотропных точек, в которых нормальные напряжения равны во всех направлениях, а касательные равны нулю. Данные участки – это зоны всестороннего сжатия, в которых происходит резкое уплотнение осадков, поэтому даже на сравнительно небольших глубинах (всего около 2 км) кварцевые песчаники превращаются в псевдокварциты, пористость которых не превышает 5–6 % (см. врезку на рис. 2, в).



**Рис. 2.** Фрагмент сейсмического разреза Пальяновской площади с расположенной на нем скв. 12366 (а) и результатами интерпретации оптико-поляризационной модели, построенной на его основе (б, в); на врезке приведена фотография кварцевого песчаника, отобранного из тюменской свиты, вскрытой этой скважиной.

В отличие от оптико-поляризационных моделей, тектоноседиментационные не позволяют напрямую изучить характер распределения напряжений в осадочной толще, но дают возможность установить механизм формирования трещинных дислокаций, закономерности перемещения осадочного материала в процессе роста поднятий, позволяют построить зависимости плотности трещин, оценить «трещинную» пористость, размеры зон дробления от амплитуды и формы поднятий, а также объяснить механизм возникновения зон просадки или разуплотнения, сопровождающихся дроблением компетентных слоев [1, 2].

В качестве примера рассмотрим результаты тектоноседиментационного моделирования роста симметричного поднятия (рис. 3), похожего на таковое, описанное ранее при использовании оптико-поляризационного метода моделирования (см. рис. 1, а–в).



**Рис. 3.** Фотографии двумерной модели в исходном состоянии (а), после роста центрального поднятия с образованием над ним зоны разуплотнения или просадки осадков (б) и вид сверху на вышедшую на поверхность модели зону разуплотнения (в).

Результаты тектоноседиментационного моделирования показали, что над вершиной поднятия, как это предсказывалось оптико-поляризационным способом моделирования, возникли субвертикально ориентированные трещины отрыва в компетентных слоях (рис. 3, б). Также, как и предполагалось по результатам оптико-поляризационного метода, на некотором удалении от вершины симметричного поднятия образовалась зона разуплотнения, имеющая на тектоноседиментационной модели форму просадки осадков (рис. 3, б). Ее формирование обусловлено тем, что растущее симметричное поднятие смещает осадки не только вверх, но и в стороны в горизонтальном направлении. Более того, в том случае, когда амплитуда поднятия достаточно большая, зона разуплотнения выходит на поверхность модели в виде малоамплитудного грабена, оперенного разнонаправленными тонкими трещинами (рис. 3, в).

Комплексирование данных сейсморазведки и выполненных на их основе результатов тектонофизического моделирования позволило объяснить механизм формирования зон разуплотнения (просадки) осадков, зон уплотнения, в которых породы-коллекторы имеют крайне низкие фильтрационно-емкостные свойства. Реконструкция механизма образования зон вторичной (тектоногенной) трещиноватости, выполненная на основе тектонофизического моделирования и данных сейсморазведки, дает возможность осуществлять прогноз высокопродуктивных зон в различных типах пород.

- [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] Зубков М.Ю. Применение методов экспериментальной тектоники в нефтяной геологии на примере месторождений Западной Сибири // Геотектоника. 2019. № 3. С. 92–109.



## ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЛЮДЯНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ПО ДАННЫМ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ (U-Pb В АПАТИТЕ, ГРАНАТЕ И ТИТАНИТЕ) И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЙ (ТРЕКИ ДЕЛЕНИЯ В АПАТИТЕ) ТЕРМОХРОНОЛОГИИ

А.В. Иванов<sup>1</sup>, Е.И. Демонтерова<sup>1</sup>, Л.З. Резницкий<sup>1</sup>, Н.В. Брянский<sup>1,2</sup>, А.А. Каримов<sup>1,2</sup>,  
А.С. Мальцев<sup>1</sup>, К.Г. Ерофеева<sup>3</sup>, А.С. Дубенский<sup>4</sup>, С.В. Малышев<sup>5</sup>, Л.П. Семенова<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru, dem@crust.irk.ru, garry@crust.irk.ru, artemmaltsev1@gmail.com

<sup>2</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, mozies@yandex.ru, tridigrong@yandex.ru

<sup>3</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, xenin.erofeeva@ya.ru

<sup>4</sup> Москва, Геологический институт РАН, alexchem206@gmail.com

<sup>5</sup> Санкт-Петербург, Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, s.malyshv@spbu.ru, lida020620@yandex.ru

Слюдянский кристаллический комплекс является ключевым фрагментом раннепалеозойского Байкальского коллизионного пояса хотя бы потому, что выделение этого пояса началось с понимания того факта, что возраст слюдянского метаморфизма ордовикский, а не раннепротерозойский [1]. При том, что по этому комплексу получен достаточно большой массив геохронологических данных, подавляющее число датировок это U-Pb по циркону, которые отражают время кристаллизации магматических и метаморфических пород. Метаморфизм слюдянского комплекса доходил до гранулитовой фации [2], то есть соответствовал глубоким уровням земной коры, на которых также происходило внедрение интрузивных пород, а возможно и их выплавление. Иными словами, современная поверхность Земли в пределах выделяемого слюдянского кристаллического комплекса в ордовике находилась глубоко в коре. Соответственно, термальная история этого комплекса, которую с некоторыми допущениями можно конвертировать в историю выведения коровых пород на поверхность, несомненно, представляет значительный интерес. Тем не менее имеется всего лишь одна работа, где была сделана попытка восстановления термальной истории слюдянского кристаллического комплекса, основанная в первую очередь на интерпретации данных  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и K-Ar датирования флогопита и гиалофана, что позволяет говорить о низкотемпературной (<300 °C) истории [3]. В то же время в пределах этого комплекса имеются породы с разнообразным набором минералов – гранат, титанит, апатит, датирование которых U-Pb методом дает возможность восстанавливать высокотемпературную (>375 °C) историю. Наиболее низкотемпературная часть истории (<120 °C), в свою очередь, может быть восстановлена по трекам деления в апатите. Таким образом, в этой работе делается попытка восстановить полную термальную эволюцию слюдянского кристаллического комплекса.

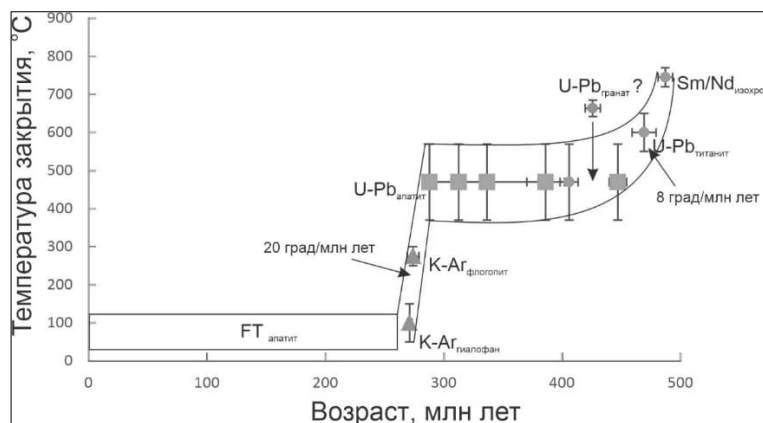
В качестве объектов для исследования выбраны: (1) святоноситы (сиениты с гранатом) Малобыстринского массива, (2) хорошо сформированные кристаллы апатита из Слюдянского карьера. Расстояние по прямой между этими объектами составляет примерно 10 км. Святоноситы не содержат циркона. По ним получена Sm/Nd минеральная изохрона  $487.1 \pm 6.1$  млн лет [4]. Для U-Pb датирования выбраны титанит, гранат (андрадитового состава) и фторапатит. Апатиты Слюдянского карьера представлены фторапатитом гидротермально-метасоматического генезиса. Эти кристаллы имеют в поперечнике от 0.5 до 1.5 см. Они варьируются от непрозрачных серых до прозрачных кристаллов светло-синего и светло-зеленого цвета. Кристаллы отличаются между собой по концентрациям примесных элементов и степени однородности. Кристаллы не зональны. Концентрации урана в них варьируются закономерно от менее 1 г/т до 3.8 г/т. Подсчет треков выполнен в апатите святоноситов (определение концентраций урана в них на момент написания тезисов не осуществлено, но ожидается, что будет сделано к докладу на конференции).

U-Pb датирование выполнено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной

плазмой Agilent 7900, присоединенного к эксимерному лазеру Analyte Excite с абляционной ячейкой двойного вакуума HeIEx II. Для апатита коррекцию на дискриминацию масс осуществляли по результатам анализа стандартного стекла NIST-610 [5], а на фракционирование U-Pb отношений – используя апатит McClure в качестве первичного стандарта [6]. Для проверки правильности анализа использовалась серия вторичных стандартов апатита – Durango, Madagascar, Talnakh. Для титанита в качестве первичного использовался стандарт MKED [7], а в качестве вторичных стандартов – OLT и Khan. В качестве первичного и вторичного стандартов для граната использовался гранат Ковдора и Дашкесана соответственно [8].

Получены следующие значения U/Pb возраста для минералов святоноситов: титанит –  $469.2 \pm 10.1$  млн лет, гранат –  $425.8 \pm 7.7$  млн лет, апатит –  $405.9 \pm 10.1$  млн лет. Индивидуальные кристаллы апатита из Слюдянского карьера показывают датировки  $336.5 \pm 50.8$  млн лет,  $312.5 \pm 20.1$  млн лет и  $287.9 \pm 5.3$  млн лет, которые совпадают в пределах погрешности измерений. Среднее для этих трех датировок составляет  $290 \pm 10$  млн лет. Ранее в публикациях [8, 9] для апатита Слюдянки (без указания типа апатита и места отбора) приводились существенно более древние, но не совпадающие между собой значения возраста  $386 \pm 16$  млн лет и  $447 \pm 7.3$  млн лет [10, 11]. Известно, что слудянские апатиты формируют три геохимических типа, отличающихся между собой генезисом [9]. Не исключено, что разные значения возраста соответствуют апатитам разного генезиса.

На рисунке приведены все геохронологические данные, полученные по разным изотопным системам относительно температур закрытия этих систем. Если учитывать Sm/Nd возраст для Малобыстринского массива сиенитов как возраст кристаллизации, а возраст титанита и апатита



**Вероятная кривая остывания пород слудянского кристаллического комплекса.** Температура закрытия минералов: Sm/Nd [12], U-Pb апатит и титанит [13], U-Pb в гранате [15]. Данные по температуре закрытия K-Ar изотопной системы по [3]. Область применимости трекового моделирования по апатиту показана прямоугольником. Круглые символы – данные по Малобыстринскому массиву. Прямоугольники – апатит из Слюдянского карьера (новые и литературные данные [10, 11]). Треугольники – данные по K-Ar изотопной системе [3].

из этого массива – как возрасты остывания, то получается экспоненциальное снижение температуры от  $720\text{--}770$  °C (температура закрытия Sm/Nd изотопной системы в гранате [12]) через  $550\text{--}650$  °C (температура закрытия U-Pb изотопной системы в титаните [13]) до  $375\text{--}570$  °C (температура закрытия U-Pb изотопной системы в апатите [13]). На начальном этапе скорость остывания составляла  $\sim 8$  град/млн лет, что является достаточно характерной скоростью остывания фанерозойских орогенных систем [14]. В отличие от других рассматриваемых изотопных систем, для температуры закрытия U-Pb системы в гранате мало литературных данных. В работе [15] приводится значение  $750\text{--}800$  °C. Однако, если принять такое значение для граната Малобыстринского святоносита, придется допустить его разогрев на  $\sim 425$  млн лет до очень высоких температур, практически температур плавления. Это представляется маловероятным, поскольку датировка по гранату моложе самой древней датировки по слудянскому апатиту  $447 \pm 7.3$  млн лет. Скорее всего, в работе [15] температура закрытия U-Pb системы в гранате сильно переоценена, тогда как она сопоставима с температурой закрытия U-Pb системы в апатите. Особо обращает на себя внимание широкий разброс U-Pb датировок по апатиту – от 447 до 290 млн лет. По-видимому, это

указывает на то, что в этом интервале времени слюдянский кристаллический комплекс находился в условиях, близких к температуре закрытия U-Pb изотопной системы в апатите 375–570 °С, что соответствует низам утолщенной коры орогенов (apatит разного генезиса, весьма вероятно, мог несколько отличаться по температуре закрытия). По K-Ar изотопной системе во флогопите и гиалофане ~ 274–270 млн лет назад слюдянский кристаллический комплекс резко остыл от 375–570 °С до 50–150 °С (рисунок). Отсчитывая от самой молодой датировки апатита (~290 млн лет), скорость остывания можно принять как ~20 град/млн лет. Такие скорости редко, но фиксируются среди палеозойских орогенов [16]. Видимо, это связано с резким воздыманием территории в приуральскую эпоху перми. Данные по трекам в апатите позволят протестировать эту часть термальной истории.

Элементный анализ апатита выполнен за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00035, <https://rscf.ru/project/22-77-00035>.

- [1] *Котов А.Б., Сальникова Е.В., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Резницкий Л.З., Васильев Е.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.
- [2] *Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А.* Слюдянский кристаллический пояс. Новосибирск: Наука, 1981. 198 с.
- [3] *Brandt I.S., Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Reznitskii L.Z., Brandt S.B.* Radiogenic argon distribution within a mineral grain: implications for dating of hydrothermal mineral-forming event in Slyudyanka complex, Siberia, Russia // *Isotopes in Environmental and Health Studies*. 2006. V. 42. № 2. P. 189–201.
- [4] *Демонтерова Е.И., Резницкий Л.З., Иванов А.В.* Генезис гранат-пироксеновых сиенитов (святоноситов) Малобыстринского массива (слюдянский комплекс, Южное Прибайкалье): результаты геохимических и изотопных исследований // *Геодинамика и тектонофизика*. 2023 (в печати).
- [5] *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.
- [6] *Schoene B., Bowring S.A.* U-Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar standard MMhb // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151. P. 615–630.
- [7] *Spandler C., Hammerli J., Sha P., Hilbert-Wolf H., Hu Y., Roberts E., Schmitz M.* MKED1: A new titanite standard for in situ analysis of Sm-Nd isotopes and U-Pb geochronology // *Chemical Geology*. 2016. V. 425. P. 110–126.
- [8] *Стуфеева М.В.* U-Pb систематика Ca-Fe гранатов как источник информации о возрасте щелочных, щелочно-ультраосновных комплексов и известковых скарнов: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2021. 145 с.
- [9] *Maltsev A.S., Ivanov A.V., Chubarov V.M., Pashkova G.V., Panteeva S.V., Reznitskii L.Z.* Development and validation of a method for multielement analysis of apatite by total-reflection X-ray fluorescence spectrometry // *Talanta*. 2020. V. 214. 120870.
- [10] *Chew D.M., Sylvester P.J., Tubrett M.N.* U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS // *Chemical Geology*. 2011. V. 280. P. 200–216.
- [11] *Xiang D., Zhang Z., Zack T., Chew D., Yang Y., Wu L., Hogmalm J.* Apatite U-Pb dating with common Pb correction using LA-ICP-MS/MS // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2021. V. 45. P. 621–642.
- [12] *Culi L., Sole J., Schaaf P., Solis-Pichardo G., Oalman J.A.G., Campeny M.* Sm-Nd isotope whole rock and garnet from the southwestern grenvillian Oaxacan Complex, Mexico: A review of garnet closure temperature and structural implications // *Journal of South American Earth Sciences*. 2022. V. 119. 103967.
- [13] *Schoene B., Bowring S.A.* Determining accurate temperature-time paths from U-Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. P. 165–185.
- [14] *Dunlop W.J.* Nature's diffusion experiment: the cooling-rate cooling age correlation // *Geology*. 2000. V. 28. P. 139–142.
- [15] *Mezger K., Hanson G.N., Bohlen S.R.* U-Pb systematics of garnet: dating the growth of garnet in the Late Archean Pikwitonei granulite domain at Cauchon and Natawahunan Lakes, Manitoba, Canada // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1989. V. 101. P. 136–148.
- [16] *Willigers B.J.A., van Gool A.M., Wijbrans J.R., Krogstad E.J., Mezger K.* Posttectonic cooling of the Nagaugtoqidian orogeny and a comparison of contrasting cooling histories in Precambrian and Phanerozoic orogens // *The Journal of Geology*. 2002. V. 110. P. 503–517.



## ЖДАНОВО – НОВЫЙ ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ НИЖНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ПРЕДБАЙКАЛЬЕ

А.Ю. Казанский<sup>1,2</sup>, А.А. Щетников<sup>2,3,4</sup>, Г.Г. Матасова<sup>2,3</sup>, И.А. Филинов<sup>2,3,4</sup>,  
Н.Е. Бердникова<sup>5</sup>, И.М. Бердников<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, kazansky\_alex@mail.ru

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>3</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

<sup>4</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

<sup>5</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет

Одной из нерешенных задач магнитостратиграфии в Байкальском регионе является ограниченное число данных по среднему и нижнему плейстоцену, связанное с отсутствием разрезов соответствующего возраста. Изученные в 70-х гг. прошлого века разрезы позднего плейстоцена (Малые Голы, Мыс и Подток) фрагментарны, а их палеомагнитная характеристика не соответствует современным требованиям надежности, поэтому остро встает вопрос о поиске новых разрезов этого возрастного интервала.

Одним из перспективных объектов в этом отношении является разрез Жданово, представленный пестрой в литологическом отношении, сложно построенной толщей четвертичных отложений. Разрез расположен в береговой зоне Осинского залива Братского водохранилища (53°32'36.23" с.ш., 103°41'42.45" в.д.). Здесь размывается основание древнего конуса выноса и в абразионном уступе обнажается комплекс четвертичных красноцветных осадков преимущественно делювиально-пролювиального генезиса с заключенными в них погребенными почвами. Общая мощность разреза составляет 17.3 м. Вскрытые в обнажении накопления представлены в основном супесями и суглинками с многочисленными включениями крупнообломочного окатанного материала (от гравия до валунов более 1 м в поперечнике). В кровле разреза под современными почвами залегает горизонт облессованных супесей со структурами вертикальных столбчатых отдельностей. Для верхней части разреза в интервале глубин от 1 до 3 м характерно наличие псевдоморфоз по ледяным клиньям и криогенных инволюций. В основании разреза вскрываются глины коры выветривания по красноцветным песчаникам верхоленской свиты верхнего кембрия. На глубине 0.9, 3.8 и 4.3 м в отложениях разреза были обнаружены фрагменты костей крупных млекопитающих. По кости, отобранной с глубины 0.9 м, получена <sup>14</sup>C дата 22915±60 л.н. (IGAN<sub>AMS</sub>-9450).

Целью данной работы являлось геологическое, петромагнитное и палеомагнитное изучение разреза Жданово для оценки возраста отложений и возможности реконструкции палеоклимата.

Из отложений разреза было отобрано по 103 ориентированных образца на петромагнитный и палеомагнитный анализ (анизотропия и частотная зависимость магнитной восприимчивости). Палеомагнитные и петромагнитные исследования выполнены по стандартной методике в Центре коллективного пользования ИНГТ СО РАН.

По данным магнитной анизотропии почти все осадки разреза Жданово обладают типичной осадочной магнитной текстурой. Исключения составляют отложения верхней позднеплейстоценовой части разреза, где фиксируются не только нарушения первичного залегания геологических тел в виде криогенных инволюций и псевдоморфоз по ледяным клиньям, но и стратиграфические перерывы. Нарушенная магнитная текстура наблюдается также в наиболее развитых горизонтах ископаемых почв ниже глубины 7 м.

Изменения величин магнитной восприимчивости (K) и ее частотной зависимости (FD %) соответствуют «педогенному» механизму [1] формирования магнитных свойств – повышение значений K в горизонтах ископаемых почв с одновременным увеличением FD % от 4 до 13 % и снижение значений K во вмещающих почвы толщах с падением FD % ниже 2 %. Значения FD % выше 10 % не характерны для позднечетвертичных отложений как Байкальского региона, так и

Сибири в целом, но характерны для Китайского лессового плато и, таким образом, могут свидетельствовать о значительно более теплом климате во время формирования отложений разреза Жданово, чем климат среднего и позднего плейстоцена.

По палеомагнитным данным в разрезе Жданово выделяется три крупных магнитозоны в интервалах глубин 0–4 м (прямая полярность), 4–14 м (обратная полярность) и 14–16 м (прямая полярность). Внутри магнитозоны обратной полярности на глубине 10.1–10.8 м установлен интервал прямой полярности более низкого ранга и три маломощных горизонта аномальной полярности в интервалах 8.0–8.8, 12.3–12.5, 13.0–13.3 м. Последние два интервала совпадают с горизонтами ископаемых почв с высокими значениями FD % и нарушенной магнитной текстурой, что позволяет рассматривать эти интервалы как искажение палеомагнитной записи за счет интенсивных почвообразовательных процессов, что также характерно для ископаемых почв Китая. Природа аномальной полярности в интервале 8.0–8.8 м неясна, тем не менее нельзя исключить, что она связана с особенностями (экскурсом) древнего геомагнитного поля.

Наиболее вероятным вариантом интерпретации палеомагнитной зональности в разрезе Жданово является сопоставление верхней зоны прямой полярности в интервале 3.5–4.0 м с субхроном Кобб Маунтин, поскольку в верхней почве установлен «педогенный» механизм формирования магнитных свойств, тогда как формирование магнитных свойств отложений, накапливавшихся во время субхрона Харамильо в разрезе Улан-Жалга, происходило в соответствии с «сибирским» механизмом [2], свидетельствующим о более холодном климате. При таком сопоставлении интервал прямой полярности в интервале глубин 10.1–10.8 м будет соответствовать субхрому Гилза, а крупный интервал прямой полярности в нижней части разреза – субхрому Олдувей. Верхняя зона прямой полярности, согласно датам, соответствует хрону Брюнес, что предполагает значительный перерыв в осадконакоплении на глубине ~3.5 м.

Предлагаемая корреляция позволяет оценить возраст формирования осадков разреза Жданово в интервале 1.9–1.2 млн лет (нижний плейстоцен, нижняя часть каллабрия и верхняя часть гелазия). Такое сопоставление согласуется с повышенными значениями FD % в палеопочвах, указывающими на существенно более теплый климат во время формирования осадков.

Таким образом, разрез Жданово является первым в Предбайкалье наиболее полным осадочным архивом, характеризующим климатостратиграфию нижнего плейстоцена.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 19-17-00216).

[1] *Evans M.E., Heller F.* Environmental Magnetism. Principles and Applications. New York: Academic Press, 2003. 299 p.

[2] *Щетников А.А., Казанский А.Ю., Ербаева М.А., Матасова Г.Г., Иванова В.В., Филинов И.А., Хензыхенова Ф.И., Намзалова О. Д.-Ц., Нечаев И.О.* Строение и условия формирования верхнекайнозойских отложений опорного разреза Улан-Жалга, Западное Забайкалье // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2003 (в печати).



## КРУПНЫЙ РЕЧНОЙ ЭТАП В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КАЙНОЗОЯ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.Ю. Казанский<sup>1,2</sup>, А.А. Щетников<sup>2,3,4</sup>, И.А. Филинов<sup>2,3,4</sup>, Г.Г. Матасова<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, kazansky\_alex@mail.ru

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>3</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

<sup>4</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

В Прибайкалье и Предбайкалье, в пределах Голоустненско-Манзурской долины, развита сложно построенная песчано-гравийная толща, известная как манзурский аллювий [1], мощность которой на отдельных участках достигает 190 м [2]. Вопросы возраста манзурского аллювия, как и его генезиса, до сих пор активно дискутируются. Первоначально формирование аллювия относили к позднему плиоцену – раннему эоплейстоцену [1, 3], позже появились данные о его возможном полихронном строении, вплоть до поздних этапов неоплейстоцена [4]. Развитие Голоустненско-Манзурской долины исследователями традиционно рассматривается в рамках реконструкций палеостока из Байкала в бассейн р. Лены [1, 5 и др.]. В последние годы появилась и активно разрабатывается гипотеза [6], объясняющая формирование манзурского аллювия (или части его разреза) в результате позднечетвертичных гидрокатастрофических событий на Байкале. При этом в Восточном Забайкалье, за линией Лено-Амурского водораздела, широко распространены отложения «белесой» толщи [7], имеющей близкий манзурскому аллювию литологический состав, особенности строения разреза и возрастные оценки. Это обстоятельство уже давно наталкивает исследователей [4 и др.] на предположение о том, что «белесая» толща, возможно, является забайкальским аналогом манзурского аллювия. Для проверки этой гипотезы авторы провели сравнительный анализ песчаных отложений манзурского аллювия и «белесой» толщи, а также изученных ими ранее разрезов других песчаных отложений плейстоцена в Байкальском регионе.

**Методы исследований.** Для сравнения использовались разные методы. Лазерная гранулометрия выполнялась в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН (г. Москва) на лазерном анализаторе размеров частиц Bettersizer S; петромагнитные и палеомагнитные исследования выполнялись по стандартной методике в центрах коллективного пользования при ведущих палеомагнитных лабораториях страны (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск; КПФУ, г. Казань), имеющих соответствующее оборудование мирового уровня. Всего было исследовано шесть разрезов манзурского аллювия и три разреза «белесой» толщи, для сравнения были привлечены данные по песчаным отложениям из 13 разрезов Предбайкалья, Прибайкалья, Забайкалья и Тункинской котловины.

**Результаты исследований.** Характерной особенностью песков манзурского аллювия и «белесой» толщи во всех изученных разрезах является крайне низкая величина объемной магнитной восприимчивости ( $K$ ) от 0.5 до  $10 \times 10^{-5}$  СИ, максимум до  $18 \times 10^{-5}$  СИ. Такие низкие значения не характерны для всех изученных плейстоценовых песчаных отложений, для которых значения  $K$  как минимум больше  $20 \times 10^{-5}$  СИ. Исключение представляет разрез Жердовка со значениями  $K$  от 6 до  $28 \times 10^{-5}$  СИ. Это может свидетельствовать об едином источнике сноса осадочного (в том числе и магнитного) материала для песков манзурского аллювия и «белесой» толщи и совершенно другом источнике сноса для плейстоценовых песков с высокой концентрацией ферромагнетиков.

Гранулометрические данные также показывают большое сходство песков манзурского аллювия и песков «белесой» толщи – все гранулометрические спектры имеют один узкий пик с модой 269 мкм (реже 241 или 300 мкм), значимой концентрации других размеров зерен не наблюдается, процентное содержание песчаной фракции составляет 80–95 %. Алеврит и глина составляют 5–10 % и имеют равномерное распределение по размерам зерен.



Гранулометрия песчаных отложений плейстоцена гораздо сложнее. Большинство осадков со средним размером зерна более 100 мкм не являются чистыми песками, а представляют собой алевропески с содержанием алеврита >30 %, вплоть до появления в спектре дополнительной моды в области алевритовых фракций (50–70 мкм). Такие спектры характерны в основном для алевропесков делювиального генезиса [8]. Бимодальными или тримодальными (с модами в области песчаных фракций) оказались также крупнозернистые пески в разрезах Усть-Одинский и Белый Яр 2, диагностированные нами как русловой аллювий. Одномодальные пески плейстоцена с узкими гранулометрическими спектрами встречаются гораздо реже, чем алевропески, и формируют в разрезах только отдельные слои мощностью 1.0–1.5 м, при этом модальные значения спектров варьируются от 136 до 544 мкм. Наиболее распространены моды 216–229 мкм, а в Забайкалье, наряду с ними, моды 150–170 мкм. Моды 269–272 и 241 мкм имеют ограниченное распространение, а мода 300 мкм практически отсутствует.

Исключение представляет только разрез Жердовка, сложенный исключительно песками, которые имеют гранулометрический состав, сходный с таковым для манзурского аллювия и «белесой» свиты, но с большим содержанием фракции 241 мкм за счет сокращения содержания фракции 269 мкм.

Таким образом, гранулометрические данные показывают, что пески манзурского аллювия и «белесой» свиты формировались в близкой седиментационной обстановке, существенно отличной от формирования всех других плейстоценовых отложений Байкальского региона. Исключение составляют пески разреза Жердовка, имеющие сходные гранулометрические характеристики, что, вероятно, связано с формированием песков в этом разрезе преимущественно за счет размыва манзурского аллювия.

Состав магнитной фракции песков манзурского аллювия и «белесой» свиты отличается от такового плейстоценовых песков в других разрезах. Плейстоценовые пески характеризуются многодоменным состоянием магнитных зерен, представленных в основном магнетитизированным магнетитом, тогда как в песках манзурского аллювия и «белесой» свиты преобладает псевдооднодоменное (ПОД) состояние зерен и, наряду с магнетитом, присутствует значительное количество гематита и гетита. В составе магнитной фракции разреза Жердовка преобладают ПОД зерна, но содержание магнито жестких минералов меньше, чем в манзурском аллювии.

Таким образом, по составу и концентрации магнитных зерен и гранулометрическому составу пески манзурского аллювия и «белесой» свиты практически идентичны и резко отличны от песков плейстоценовых разрезов. Идентичность манзурского аллювия и «белесой» свиты свидетельствует о существовании на территории Прибайкалья, Предбайкалья и Забайкалья единого крупного этапа осадконакопления с уникальными условиями седиментации. Резкое отличие условий осадконакопления этого этапа от условий в плейстоцене позволяет предполагать более древний эоплейстоценовый или плиоценовый возраст этого этапа. Формирование отложений в разрезе Жердовка происходило позднее за счет размыва отложений манзурского аллювия.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 19-17-00216).

- [1] Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
- [2] Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба / Ред. М.М. Одинцов. М.: Наука, 1976. 134 с.
- [3] Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1984. 556 с.
- [4] Манзурский аллювий (материалы по геологии и палеогеографии) / Ред. Г.Ф. Уфимцев. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. 50 с.
- [5] Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1974. 359 с.
- [6] Симонов Ю.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М. Возраст, палинология и режим формирования «белесой» толщи в Восточном Забайкалье // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1988. № 5. С. 136–139.
- [7] Ivanov A.V., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Barash I.G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Hung C.-H., Chung S.-L., Iizuka Y. Catastrophic outburst and tsunami flooding of Lake Baikal: U-Pb detrital zircon provenance study of the Paleo-Manzurkamegaflood sediments // International Geology Review. 2016. V. 58. № 14. P.1818–1830.
- [8] Жданова А.И., Казанский А.Ю., Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Гуськов С.А. Опыт фациально-генетического расчленения субазральных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами (на примере опорного разреза Огурцово) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 4. С. 446–459.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ К ВОПРОСУ О ТЕРМАЛЬНОЙ ИСТОРИИ ОРОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

И.В. Кармышева<sup>1,2</sup>, Д.В. Семенова<sup>1</sup>, Е.А. Пронякин<sup>1,2</sup>, В.Г. Владимиров<sup>1,2</sup>, Р.А. Шелепаев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, iri@igm.nsc.ru

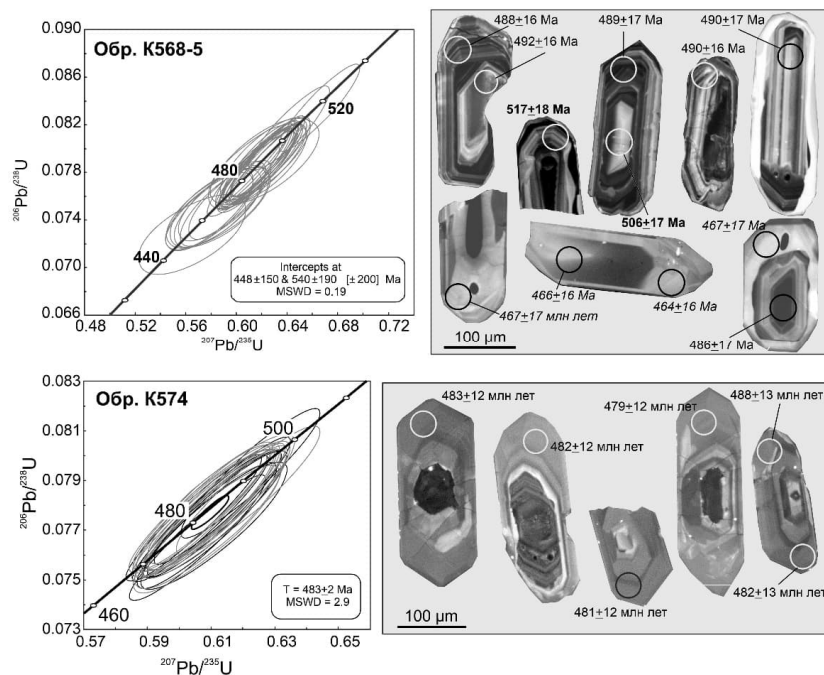
<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, pkotler@yandex.ru

Западно-Сангиленский фрагмент раннекаледонской коллизионной системы Алтае-Саянского складчатого пояса является объектом пристального изучения уже более полувека. С накоплением новых данных и развитием аналитических методов многие вопросы геологии данного региона требуют актуализации и уточнения. В первую очередь это касается термальной истории орогенеза, установления возрастных рубежей магматизма, метаморфизма и тектоники.

Наименее изученной областью в пределах Западного Сангилена является междуречье рек Эрзин и Нарын. В геологическом плане это Нижнеэрзинский тектонический блок, ограниченный Эрзинской и Кокмолгаргинской сдвиговыми зонами (*shear zones*). В его пределах авторами были отобраны и проанализированы две пробы гранитов (U/Pb, цирконы). Исследования цирконов проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite.

Первая проба (гранодиориты, обр. K568-5, водораздельный хребет в междуречье р. Эрзин и Нарын, N 50.285392°, E 95.484808°) отобрана из тела гранитоидов, прорывающих гранат-кордиерит-биотитовые мигматиты эрзинского (?) метаморфического комплекса. Несмотря на сходную морфологию монокристаллов, цирконы отчетливо разделяются на две группы по характеру катодоллюминесцентных изображений. Наиболее распространенными являются цирконы, характеризующиеся тонкой магматической осцилляторной зональностью. Они формируют первую конкордантную группу (489±3 млн лет, рисунок). Соотношения Th/U в них варьируются от 0.19 до 0.78, что соответствует кристаллизации из магматического расплава. Вторая группа с возрастом 467±6 млн лет характеризуется более ярким свечением в катодоллюминесценции. Как правило, это внешние слабозональные оторочки с признаками растворения/преобразования более ранних цирконов первой группы (рисунок). В данных цирконах, а также в каймах значения Pb и U более низкие (<sup>206</sup>Pb=5–10 ppm, U=68–144 ppm), чем в цирконах из более древней возрастной группы (<sup>206</sup>Pb=9–267 ppm, U=111–3592 ppm). Соотношения Th/U в цирконах с возрастом 467 млн лет варьируются от 0.45 до 0.76, что характерно и для магматических цирконов. Следует отметить, что в данной монофракции были также получены более древние возрастные оценки – 506±16 и 517±17 млн лет. Первая получена из центральной части циркона, где в краевой зоне зафиксированы значения 489 млн лет, а вторая – из ксеногенного зерна циркона, характеризующегося обломочным обликом и неярко выраженными гранями кристалла.

Вторая проба (гранатсодержащие граниты, обр. K574, нижнее течение правого притока р. Нарын Алды-Добчи N 50.232590°, E 95.539552°) отобрана из тела гранитоидов жильного типа, согласно залегающих с метаморфическими породами и мигматитами эрзинского (?) комплекса. Изучение особенностей внутреннего строения зерен циркона в режиме катодоллюминесценции показало сильно измененные, трещиноватые ядерные части цирконов, провести аналитические исследования которых не представлялось возможным (рисунок). По краевой части с магматической зональностью получены значения 483±2 млн лет. Соотношения Th/U в цирконах варьируются от 0.03 до 0.12, что не позволяет однозначно определить магматическую или метаморфическую природу их происхождения. Однако внутреннее строение цирконов свидетельствует о деформациях породы, вовлечении монокристаллов в хрупкие деформации с дальнейшим внешним термальным воздействием.



**Диаграммы с конкордией и катодолуминесцентное изображение цирконов для гранодиоритов (К 568-5) и гранатсодержащих гранитов (обр. K574).**

Наиболее древние зафиксированные значения (517 млн лет) не противоречат ранее опубликованным данным [1–3] по возрасту метаморфизма гранат-кианит-ставролитовых сланцев моренского комплекса, расположенных на правом берегу р. Эрзин. Близкие значения (517±7 млн лет) были получены также для биотитовых гранитов на левобережье р. Нарын (N 50.123921°, E 95.498998°), отмечены в ксеногенных цирконах из гранитной дайки, секущей мигматиты на правом берегу р. Эрзин (N 50.269829°, E 95.145278°) [4]. С этим же периодом формирования, вероятнее всего, связано и образование ядерных частей цирконов, зафиксированных в пробе из гранатсодержащих гранитов. Совокупность данных позволяет говорить, что на ранних стадиях коллизионного орогенеза в докембрии ставролит-кианитовый тип метаморфизма (моренский комплекс) в южной части Западно-Сангиленского фрагмента Тувино-Монгольского массива достигал условий масштабной мигматизации тесхем-мугурского комплекса с многочисленными выплавками биотитовых и гранат-биотитовых гранитов.

Возрастной рубеж 485 млн лет в эволюции коллизионного орогена на Западном Сангилене характеризуется активным проявлением кислого и базитового магматизма [5]. К этому периоду приурочено формирование ореолов глубинного контактового метаморфизма вокруг крупных базитовых интрузий [6, 7]. В локальных зонах термального прогрева температура достигала условий гранитообразования, что привело к плавлению ранее метаморфизованных толщ, метаморфогенным изменениям в них ранних цирконов с нарастанием новых оторочек.

Наиболее поздний зафиксированный возрастной рубеж (465 млн лет) согласуется с возрастом крупного Башкымугурского габброидного массива на севере региона. В междуречье рек Эрзин и Нарын ранее не были зафиксированы габброидные тела данного возрастного интервала. Однако наличие кайм этого возраста в цирконах пробы K568-5 указывает на их возможное существование.

Исследование выполнено по госзаданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0).

- [1] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Ковач В.П., Кирицова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 174–190.
- [2] Гибшер А.С., Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Шеленаев Р.А., Терлеев А.А., Сухоруков В.П., Руднев С.Н. Природа и возраст высокобарического (кианитового) метаморфизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое: Материалы V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Спб.: ИГГД РАН, 2017. С. 52–53.

- [3] Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Крёнер А., Адамская Е.В., Азимов П.Я., Гороховский Б.М., Иванова А.А., Ойдуп Ч.К., Плоткина Ю.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29. № 4. С 3–26.
- [4] *Karmysheva I., Vladimirov V., Rudnev S., Yakovlev V., Semenova D.* Syntectonic metamorphism of a collisional zone in the Tuva-Mongolian massif, Central Asian Orogenic belt: P-T conditions, U-Pb ages and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V. 220. 104919.
- [5] Владимирова В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310.
- [6] Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембрийско-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерального сырья Сибири. Материалы научно-практической конференции. Новосибирск, 2001. С. 68–72.
- [7] 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. № 9. С. 1204–1226.



## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК РАЗВИТИЯ ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ: ПОИСК ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ РАЗЛИЧИЙ

А.М. Козловский<sup>1</sup>, В.В. Ярмолук<sup>1</sup>, В.М. Саватенков<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Щелочные гранитоиды, или более обширное семейство гранитоидов А-типа, а также бимодальные вулканические серии с риолитами повышенной щелочности, как правило, формируются в обстановках растяжения, фиксируя постколлизийные (постаккреционные) или анорогенные этапы развития континентальной коры. При этом геохимические характеристики таких гранитоидов и риолитов, сформированных в разных геодинамических условиях, зачастую остаются весьма близкими, свидетельствуя о том, что состав этих пород в большей мере определялся сходными петрогенетическими механизмами, нежели геодинамическими условиями. Наиболее используемым геохимическим критерием разделения гранитоидов А-типа на А<sub>1</sub> – анорогенные и А<sub>2</sub> – постколлизийные является отношение Nb/Y [1], однако этот параметр не всегда работает. Примером такого региона, где разные в геодинамическом плане щелочные гранитоиды относятся преимущественно к одному А<sub>2</sub>-типу, является Центрально-Азиатский складчатый пояс, особенно его южная (герцинская) часть, которая будет рассмотрена на примере Заалтайской Гоби.

Щелочные граниты Заалтайской Гоби формировались в конце палеозоя в три дискретных этапа (рис. 1) [2]: в начале карбона (около 355 млн лет назад), в середине карбона на рубеже миссисипской и пенсильванской эпох (около 320 млн лет назад) и в ранней перми (около 290 млн лет назад). Гранитоиды начала карбона фиксируют этап аккреции девонских островных дуг Палеоазиатского океана к Алтайской окраине Сибирского континента. При этом формирование щелочных гранитоидов протекало на фоне продолжающегося надсубдукционного магматизма, который в это время сменялся с незрелого островодужного более зрелым окраинно-континентальным. Последний продолжался в течение всего раннего карбона. Окончание окраинно-континентального магматизма фиксируют щелочные гранитоиды следующего этапа середины карбона. Очевидно, окончание известково-щелочного надсубдукционного магматизма и кратковременная вспышка щелочно-гранитного связана с аккрецией к уже заалтайской окраине Сибири Южно-Гобийского блока с последующим эпизодом постаккреционного растяжения.

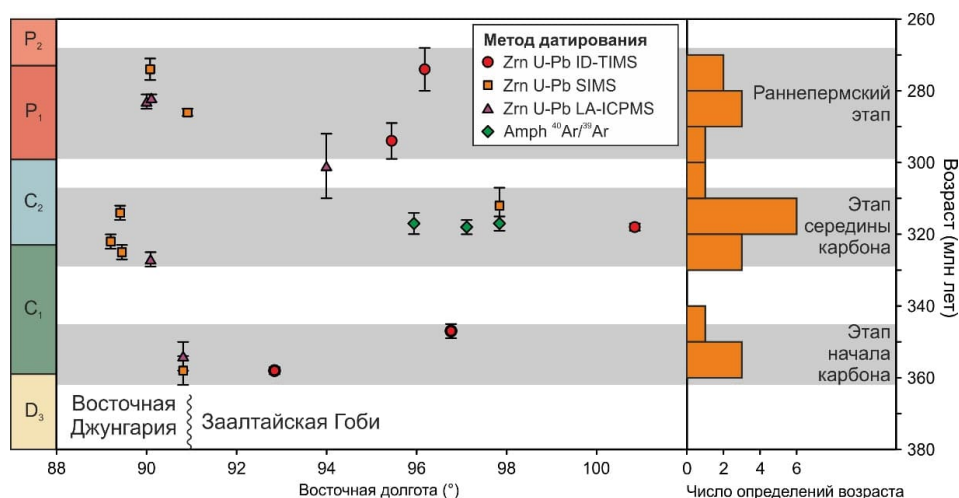
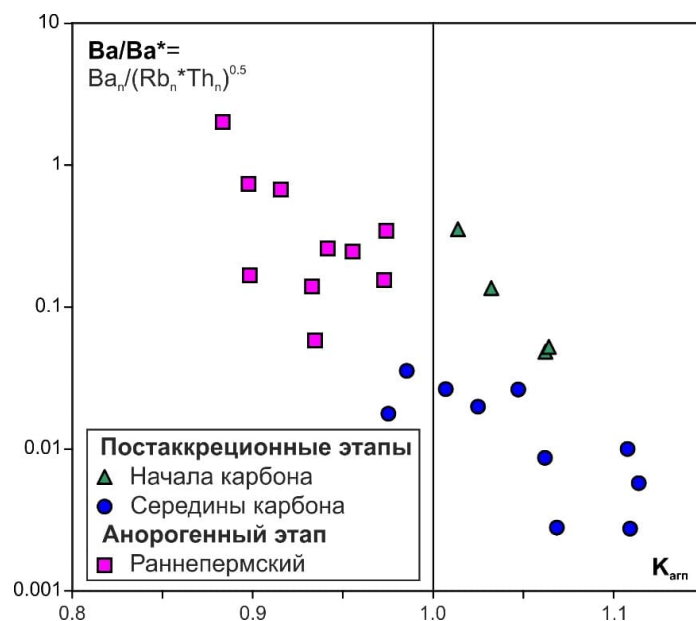


Рис. 1. Этапы формирования гранитоидов А-типа в герцинидах Заалтайской Гоби и их продолжения в Восточную Джунгарию.

Оба карбоновых этапа щелочно-гранитоидного магматизма проявлены исключительно в пределах герцинид Центральной Азии и тесно связаны во времени и пространстве с надсубдукционным магматизмом. Напротив, раннепермский эпизод формирования щелочных гранитов проявился, во-первых, спустя значительный амагматичный период, длящийся на протяжении всего пенсильванского времени, а во-вторых, охватил практически всю консолидированную часть Центрально-Азиатского складчатого пояса от Тарима до Забайкалья. Поскольку очевидной связи гранитоидов этого этапа с предшествующими субдукционными и аккреционными событиями не прослеживается, раннепермские щелочные гранитоиды рассматриваются как анорогенные.

На первый взгляд, разновозрастные постаккреционные и анорогенные щелочные гранитоиды Заалтайской Гоби достаточно близки по минералогическим и геохимическим характеристикам. Это гиперсолвустные породы со щелочными темноцветными минералами – арфведсонитом / эгирином / железистым биотитом. Все породы являются железистыми ( $Fe^* > 0.85$ ), коэффициент агпаитности варьируется в диапазоне 0.88–1.11, на диаграммах [3] их составы согласуются с составами постколлизийных и внутриплитных гранитоидов, спектры распределения несовместимых микроэлементов идентичны, а диапазон концентрация во многом пересекается.

Однако отличия все же есть. Так, в минералогическом отношении, если арфведсонит встречается в породах всех возрастных групп, то эгирин отмечается только в постаккреционных карбоновых породах, а железистый биотит – только в анорогенных пермских. Титанит наиболее типичен для пермских щелочных гранитов, тогда как флюорит преимущественно фиксируется в карбоновых. Поскольку антагонизм титанита и флюорита связан с активностью фтора, карбоновые щелочные граниты двух постаккреционных этапов являются более фтористыми. Карбоновые щелочные гранитоиды являются более агпаитовыми и железистыми, тогда как в пермских, несмотря на присутствие щелочных темноцветных минералов, коэффициент агпаитности не превышает 1 (рис. 2). По соотношению железистости и содержания  $Al_2O_3$  [4] карбоновые постаккреционные щелочные граниты согласуются с составами восстановленных гранитоидов А-типа, тогда как пермские анорогенные – окисленных А-типа.



**Рис. 2.** Наиболее выразительные различия в геохимических характеристиках щелочных гранитоидов трех этапов развития Заалтайской Гоби.

Весьма выразительные различия отмечаются в масштабах минимумов Ba (рис. 2) и Sr. Наиболее глубокий минимум фиксируется в постаккреционных щелочных гранитоидах середины карбона, заканчивающих субдукционную историю Заалтайской Гоби. При этом в породах начала карбона и пермских, несмотря на различия в геодинамических условиях, величина минимума идентична.

Очевидно, отмеченные (и еще не найденные) геохимические и минералогические отличия фиксируют различия в петрогенезисе щелочных гранитоидов. Главные обсуждаемые механизмы образования этих пород – длительная кристаллизационная дифференциация базальтоидов и

плавление пород континентальной коры. Первый механизм, вероятно, неприемлем для обсуждаемых пород, поскольку в ассоциации со щелочными гранитоидами почти не встречаются мафические и промежуточные породы. Что касается корового плавления, то следует отметить, что наиболее близкие к гранитоидам А-типа анатектические расплавы экспериментально были получены при низкobarическом дегидратационном плавлении известково-щелочных гранитоидов [5]. Вероятно, такой механизм ответствен за формирование щелочных гранитоидов всех трех этапов. При этом постаккреционные гранитоиды обоих этапов являются наименее глубинными наиболее фтористыми и восстановленными, тогда как анорогенные – наоборот.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект 22-17-00033).

- [1] *Eby G.N.* The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis // *Lithos*. 1990. V. 26. P. 115–134.
- [2] *Kozlovsky A.M. et al.* Late Paleozoic alkaline granitoids of the southwestern and Northern Mongolia: U-Pb ID TIMS zircon dating, petrogenesis and implications for post-accretion and anorogenic activity of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2023. V. 121. P. 92–117.
- [3] *Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.
- [4] *Dall'Agnol R., de Oliveira D. C.* Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites // *Lithos*. 2007. V. 93. P. 215–233.
- [5] *Patiño Douce A.E.* Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids // *Geology*. 1997. V. 25. P. 743–746.



## К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ТИМАНСКОГО КРЯЖА (ВОЗВЫШЕННОСТИ ДЖЕЖИМ-ПАРМА И ЧЕТЛАССКИЙ КАМЕНЬ)

А.В. Колесников<sup>1</sup>, И.В. Латышева<sup>1,2</sup>, А.В. Шацлло<sup>1,3</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>,  
В.Н. Паньков<sup>1,2</sup>, В.А. Панькова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, kolesnikov@ginras.ru

<sup>2</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

<sup>3</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Тиманский кряж расположен на северо-востоке европейской части России. Протягиваясь с северо-запада на юго-восток, он состоит из ряда возвышенностей высотой от 300 до 450 м, ограничивающих Печорскую низменность с юго-запада. По характеру строения и полноте разрезов верхнего докембрия в пределах Тиманского кряжа выделен ряд зон (с юго-запада на северо-восток): Обдырско-Нившерская, Четласско-Джежимпарминская, Цильменско-Ропчинская и Вымско-Вольская [1]. В Четласско-Джежимпарминской зоне верхний докембрий объединен в четласскую и быстринскую серии. Первая из них некоторыми авторами отнесена к среднему рифею [2], а другими авторами – к верхнему рифею – (?)венду [1]. В сводном разрезе четласской серии выделяют светлинскую, новобобровскую и визингскую свиты. Эта серия с несогласием перекрыта быстринской серией, расчлененной на устьпалегскую (аньюгскую, джежимскую), воряквинскую, павьюгскую и паунскую свиты.

Возвышенности Джежим-Парма и Четласский камень расположены в юго-восточной и центральной части Тиманского кряжа соответственно. Здесь, в обрамлении палеозойских комплексов, развиты песчаники и алевролиты визингской и усть-палегской свит, песчаники джежимской свиты, известняки (местами доломитизированные) и алевро-аргиллиты павьюгской свиты [3]. Соотношения между свитами тектонические, характер разрывных нарушений неизвестен [4]. На протяжении долгого времени возраст и стратиграфическое положение этих свит были дискуссионны. Так, В.Г. Оловянишников считал, что песчаники/алевролиты усть-палегской и визингской свит, а также доломиты павьюгской свиты представляют древнейшую часть разреза, и относил их к верхнему рифею, а джежимскую свиту сопоставлял с аньюгской свитой венда [3]. Однако в легенде второго издания Тиманской серии листов ГКК- 200 РФ [5] все указанные свиты помещены в основание разреза и отнесены к верхнему рифею.

В сентябре 2021 г. – июне 2022 г. были проведены полевые исследования джежимской свиты верхнего докембрия Южного Тимана, наиболее представительный разрез которой вскрыт в карьере Асывожского месторождения бутового камня, центральная часть увала Джежим-Парма, Усть-Куломский район, Республика Коми. В июне 2023 г. полевые исследования были продолжены по долинам рек Четлас, Мезенская Пижма и Березовая, где обнажены наиболее представительные части усть-палегской и визингской свит четласской серии верхнего докембрия Среднего Тимана, восточный склон возвышенности Четласский Камень, Лешуконский район, Архангельская область. Целью этих исследований являлась проверка гипотезы о более молодом (вендском) возрасте джежимской, усть-палегской и визингской свит. В рамках полевых исследований решались следующие задачи: 1) поиск ископаемых остатков вендских мягкотелых организмов; 2) отбор проб для палеомагнитного изучения и палеогеографических реконструкций данного бассейна; (3) отбор проб для изучения и радиоизотопного датирования детритных цирконов. В настоящем сообщении следует остановиться на особенностях сохранности и таксономическом разнообразии вендских макрофоссилий из указанных выше свит.

В ходе рекогносцировочного обследования терригенных толщ красноцветной джежимской и сероцветных усть-палегской и визингской свит были обнаружены многочисленные остатки макрофоссилий вендского возраста, включающие в себя представителей групп палеопасцихнид, органов прикрепления фрондоморфных организмов, чуариоморф, кимберелломорф, микробильных колоний, арумбериеморф и примитивных ископаемых следов жизнедеятельности. Таксономически наиболее разнообразные палеопасцихниды представлены в виде однорядных серий



выпуклых слепков камер на подошвах алевролитов и мелкозернистых песчаников (позитивный гипорельеф), имеющих глобулярную, вытянутую или аллантаоидную (выгнутую) форму, расположенных цепочкообразно друг за другом; среди них диагностированы виды *Palaeopascichnus delicatus*, *P. gracilis* и *P. linearis*. Остатки органов прикрепления представлены гипорельефными луковичевидными слепками или дисковидными отпечатками в алевролитах и мелкозернистых песчаниках, морфологически схожих с фрондоморфными организмами рода *Aspidella*. Наиболее многочисленными являются остатки чуариоморфных колоний. Они представлены скоплениями типа *Beltanelliformis minutae* в виде небольших округлых или эллиптических слепков без каких-либо видимых концентрических или радиальных складок в позитивном гипорельефе алевролитов и мелкозернистых песчаников. Ископаемые следы жизнедеятельности представлены на поверхностях напластования мелкозернистых песчаников и алевролитов простыми горизонтальными неветвящимися меандрирующими валиками (позитивный гипорельеф) или канавками (негативный эпирельеф) шириной 1–3 мм, которые можно интерпретировать как заполненные осадком остатки нор. Поверхность нор ровная, без каких-либо видимых пережимов и морфологических структур. Наблюдаемые признаки в достаточной степени весомы для определения этих остатков до ихнорода *Helminthoidichnites* isp., которые широко распространены в ископаемой летописи начиная с отложений позднего эдиакария. Особый интерес вызывают первые находки ископаемых кимберелломорфных организмов. Они представлены гипорельефными двусторонне-симметричными отпечатками с небольшим гребнем в осевой плоскости, повторяющимися модулями и гофроподобным окаймлением по периметру тела.

Помимо всего, в указанных свитах распространены проблематики и различные микробийальные образования, среди которых встречены арумбериоморфные текстуры, так же широко известные в литературе под родовым именем *Arumberia*. На протяжении длительного времени их принимали за эрозионные текстуры, однако результаты последних исследований убедительно показали их биологическое происхождение. В джежимской и усть-палегской свитах встречены две разновидности арумбериоморфных текстур: *Arumberia vindhyanensis* – серии субпараллельных неглубоких канавок или невысоких валиков (до 0.7 мм), расположенных близко друг к другу, пространство между которыми рассечено более мелкими канавками/валиками; *A. banksi* – серии относительно крупных субпараллельных и веерообразно расходящихся канавок (негативный эпирельеф) и валиков (позитивный гипорельеф) шириной до 2 мм и глубиной/высотой до 2 мм на подошве и внутри песчаных слоев.

До настоящего времени находки ископаемых организмов эдиакарского типа на северо-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы не были известны, а джежимскую свиту Южного Тимана относили к верхнему рифею. Обнаружение в 2021–2022 гг. остатков организмов эдиакарского типа указало на вендский возраст свиты [6] и поставило под сомнение представления о возрасте местных стратиграфических подразделений смежного региона – Среднего Тимана. Это было подтверждено находками макрофоссилий эдиакарского типа в опорных разрезах усть-палегской и визингской свит в бассейне р. Мезенская Пижма в июне 2023 г.

Сравнительный анализ ископаемых остатков организмов эдиакарского типа различных регионов Восточно-Европейской платформы показал, что таксономическое разнообразие ‘асывожской’ биоты Южного Тимана и ‘четласской’ биоты Среднего Тимана наиболее близко к ‘чернокаменной’ биоте венда Среднего Урала, возраст которой в настоящее время оценивается как ‘котлинский’ (~550 млн лет) [7]. В таксономическом смысле представленный материал пока недостаточно богат для детальных исследований в области морфологии, тафономии и палеоэкологии. Тем не менее обнаружение первых макрофоссилий в усть-палегской, визингской и джежимской свитах дает перспективу для поиска новых палеонтологических остатков и открытия ряда полноценных местонахождений ископаемых организмов эдиакарского типа в Тиманском регионе и указывает на то, что палеонтологический потенциал венда северо-восточной части Восточно-Европейской платформы еще не раскрыт. Таким образом, разрезы верхнего докембрия Тиманского кряжа обретают статус ключевых объектов для изучения функциональных особенностей палеоэкосистем на ранних этапах эволюции Metazoa и реконструкции их ареала расселения от Юго-Восточного Беломорья до Южного Урала.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФ, проект № 21-77-10106.

[1] Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.

[2] Рифей и венд Европейского Севера СССР. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1987. 124 с.

[3] Гниловская М.Б. и др. Доэдиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 11–39.

- [4] *Kuznetsov N.B. et al.* Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from Late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // *Gondwana Research*. 2010. V. 17. № 2–3. P. 583–601.
- [5] *Опаренкова Л.И., Иванов Н.Ф.* Легенда Тиманской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (издание второе) / Ред. В.Г. Колокольцев. Ухта, 1999.
- [6] *Колесников и др.* Биота эдиакарского типа в верхнем докембрии Тиманского кряжа (возвышенность Джежим-Парма, Республика Коми) // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 510. № 1. С. 61–65.
- [7] *Маслов и др.* Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты // *Литосфера*. 2018. Т. 18. № 4. С. 520–542.



## ПРИЗНАКИ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ И ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В БАЛЕЙСКОМ РАЙОНЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Т. Корольков

Иркутск, Иркутский государственный университет, baley51@mail.ru

В Балейском районе развито золотое оруденение балейского и голготайского (дарасунского) типа. К балейскому типу принадлежат раннемеловые убого-сульфидные золотокварцевые рудные тела знаменитых месторождений Балейского, Тасеевского и Каменных конгломератов. К голготайскому типу относят позднеюрские кварц-золотосульфидные с турмалином, висмутином, молибденитом и золотосульфидно-кварцевые рудные тела. Вмещающими породами для оруденения балейского типа являются ундинские гранитоиды пермского возраста и нижнемеловые терригенные субконтинентальные породы. Вмещающие породы для оруденения голготайского типа – ундинские гранитоиды пермского возраста. Сочетание разновозрастных и разнотипных рудных тел в пределах ундинских гранитоидов пермского возраста позволило выдвинуть гипотезу миграционной рудной зональности. После детального геологического картирования выяснился автохтонный в краевой части и аллохтонный в центральной части характер батолитового тела ундинских гранитоидов пермского возраста, что дало основание для выделения Ундинской купольной структуры (купол, перешедший в гранитный массив), с развитием которой была увязана ранее установленная рудная зональность. Длительное время общей причиной формирования всей золотой минерализации Балейского района считалась безликая тектономагматическая активизация. Затем стали рассматривать влияние горячей области в качестве главного механизма развития оруденения. Анализ геодинамического и металлогенического развития территории от активной континентальной окраины до комплекса метаморфического ядра и рифтогенеза, связанного с горячей областью, позволяет выделить разновозрастное и разноглубинное порфиоровое оруденение.

На этой территории установлено развитие следующих процессов и связанных с ними структур: активной континентальной окраины в пермское время, позднеюрского постколлизийного сдвигового комплекса метаморфического ядра и позднеюрско-раннемелового рифтогенеза, обусловленного влиянием горячей области на заключительном этапе развития.

Активная континентальная окраина возникла на ранних этапах закрытия Монголо-Охотского океана, сопровождавшихся формированием разновозрастных и разнотипных террейнов, когда большая часть современного Балейского района располагалась в других широтах. На геодинамических схемах Л.П. Зоненшайна и др. [4] территория, занятая пермскими ундинскими гранитоидами (Ундинская купольная структура), принадлежит активной континентальной окраине докембрийского Амурского микроконтинента. Это значит, что погружение слэба океанической коры происходило в южных румбах под Амурский микроконтинент. Более детальное изучение Амурского микроконтинента И.В. Гордиенко и др. [3] позволило выявить в его пределах сложный супертеррейн раннепозднепалеозойского возраста, что не повлияло на модель погружения слэба. Локализация Ундинской купольной структуры убедительно подтверждает идею существования пермской активной континентальной окраины [6].

Борщевочный комплекс метаморфического ядра впервые выделен был Е.В. Складчиковым и др. [11]. Установлено, что формирование этого комплекса произошло в постколлизийной обстановке после закрытия Монголо-Охотского океана в условиях растяжения и развития масштабных и сложных сдвиговых перемещений [5]. Очень интересный материал получен в результате опорного бурения глубиной 2600 м юго-восточной части обрамления Борщевочного комплекса метаморфического ядра [10]. 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 детачмента; 2) интервал 788–1486 м соответствует гранит-кристаллосланцевым породам; 3) ин-

тервал 1486–2600 м отвечает собственно метаморфическому ядру и представлен гранит-плагиогнейсовыми породами, где развиты мигматиты до глубины 2349 м, сменяющиеся телом гнейсовидных биотитовых гранитов с большим количеством ксенолитов и скиалитов. Следует вспомнить о ранее высказанном предположении, что детачмент Борщевочного комплекса метаморфического ядра погружается на глубине в сторону Балейского района [5].

Ундино-Даинская депрессия с верхнеюрскими осадочно-вулканогенными породами и нанесенные на нее Балейский и другие грабены с нижнемеловыми континентальными осадками обрамляются субщелочными малыми интрузиями монцонитов, микродиоритов и дайками лампрофиров, что указывает на их постколлизийное образование под влиянием Центрально-Азиатской горячей области в позднем мезозое [13].

Условия формирования медно-порфирового оруденения изучены во многих работах [7, 14]. Для Забайкалья ставится вопрос о выделении полигенно-порфирового оруденения [8]. Характерной особенностью оруденения является связь с вулканоплутоническими поясами, где проявлен магматизм базальтового или андезитового состава. Внутри поясов на глубине развиты гранитоидные массивы с порфировым строением, сменяющиеся по вертикали субвулканическими штоками, а затем брекчиями. Характерно зональное проявление широко развитых метасоматитов в направлении от массива порфировидных гранитов к дневной поверхности: биотитизация и калишпатизация – окварцевание – аргиллизация – пропилитизация. Оруденение зонально изменяется от более высокотемпературного кварц-халькопирит-молибденитового вблизи порфировых гранитов до кварц-галенит-сфалеритового на удалении от массива и золотосеребряного кварцевого на периферии рудно-магматической колонны. Преобладают рудные тела штокверкового и кварцево-жильного типа, формирующиеся в условиях повышенной трещиноватости вмещающих пород. Функционирование рудно-магматической колонны медно-порфирового типа может продолжаться до 10 млн лет, а ее степень эрозионного среза является преобладающей для определенного состава руд и извлекаемых металлов.

Миграционную рудную зональность в расположении различных по составу и возрасту золоторудных объектов Балейского района заметили давно [1]. Было показано, что эволюция Ундинокупольной структуры могла быть причиной формирования такой зональности [6]. В последние годы голготайский тип оруденения относят к медно-порфировому типу [9]. Необычная модель формирования золотого оруденения балейского типа была предложена А.В. Татариновым и др. [2, 12], которые рассматривают широкое развитие брекчирования, аргиллизитов, окварцевания, глубинных минералов и органического вещества в рудах месторождений Балейского, Тасеевского, Каменских конгломератов как следствие проявления необычного грязевого вулканизма. Золото в рудах этих месторождений встречается не только в кварцево-жильных рудных телах, но и во вмещающих аргиллизированных и окварцованных метасоматитах. В связи с этим Балейское и Тасеевское месторождения после подземной отработки эксплуатировали карьерным способом (сейчас карьеры затоплены агрессивной водой). В пределах месторождения Каменских конгломератов изначально отработка шла карьерным способом, причем четко проявленные протяженные рудные тела не были обнаружены. Показателен пример опорного разреза юго-восточной части Борщевочного комплекса метаморфического ядра [10], где до глубины 788 м развиты очень сильно измененные ультраосновные и основные породы. Не исключено, что комплекс таких же пород располагается на глубине под месторождениями балейского типа. С учетом обобщающих работ [7, 14] моделью формирования месторождений балейского типа может быть слабо эродированная рудно-магматическая колонна золотомедно-порфирового типа, причем в Балейском районе медно-порфировое оруденение могло быть связано как с глубинным магматизмом андезитового типа (голготайский тип оруденения), так и с глубинным магматизмом базальтового типа (балейский тип оруденения).

На основе изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Балейский 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 метаморфического ядра, формировавшегося 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 золотомедно-порфировое оруденение голготайского типа.

5. В раннемеловое время проявилось, вероятно, золотомедно-порфировое оруденение ба-лейского типа.

- [1] *Балейское рудное поле* (геология, минералогия, вопросы генезиса). М., 1984. 271 с.
- [2] *Гладков В.Г.* Флюидокластогенное происхождение золотоносной грубообломочной толщи Балейского грабена // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 42–49.
- [3] *Гордиенко И.В., Метелкин Д.В.* Монголо-Охотский складчатый пояс и составной микроконтинент Амурия: проблема их происхождения и взаимодействия в неопротерозое – палеозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 57–59.
- [4] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- [5] *Корольков А.Т.* Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2007. 251 с.
- [6] *Корольков А.Т.* Закономерности формирования Ундинской купольной структуры и ее рудоносность (Восточное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1987. 17 с.
- [7] *Кривцов А.И. и др.* Меднопорфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2001. 232 с.
- [8] *Летунов С.П., Корольков А.Т., Сасим С.А., Касперский С.В.* Геодинамическая позиция месторождений полигенно-порфировой серии Забайкало-Монголо-Приамурского региона // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: Сборник научных трудов ИГУ. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2019. С. 39–52.
- [9] *Петров О.В. и др.* Карта закономерностей размещения золото-медно-порфировых месторождений России 1:2500 000 масштаба (на основе комплектов государственных геологических карт масштаба 1:1000000 третьего поколения // Региональная геология и металлогения. 2020. № 84. С. 5–24.
- [10] *Петров О.В., Кашубин С.Н., Кудрявцев И.В., Мильштейн Е.Д., Наркисова В.В.* Опорный разрез Борщевочного комплекса метаморфического ядра (по материалам забайкальской параметрической скважины, 2600 м) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 228–230.
- [11] *Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- [12] *Яловик Л.И., Татаринев 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. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2022. 198 с.
- [13] *Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- [14] *Sillitoe R.H.* Porphyry Copper Systems // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 3–41.



## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА ДЛЯ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ, ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

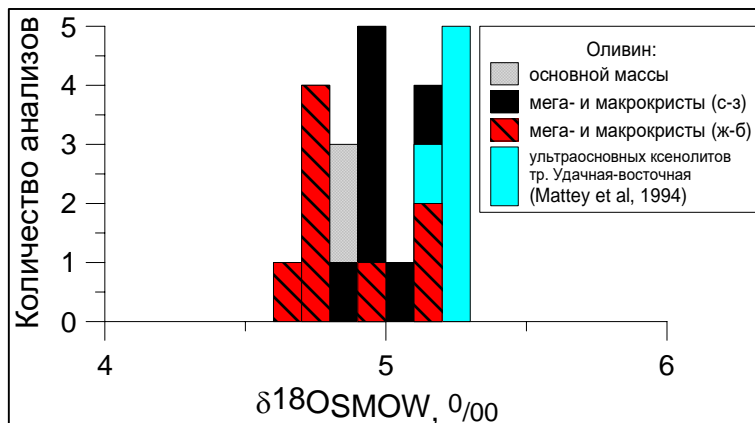
С.И. Костровицкий, Т.В. Калашникова

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, serkost@igc.irk.ru  
Иркутск, Институт земной коры СО РАН

С выводом об инвариантности изотопного состава кислорода для минералов литосферной мантии, предполагающей независимость его значений от парагенезиса и фациальной принадлежности (шпинель-, гранат-, алмазосодержащая), связано понятие мантийного диапазона (мантийного значения) как изотопной характеристики  $O_2$  для мантийных пород [1]. Например, для мантийного оливина (Ol), независимо от принадлежности разным фациям, авторы приводят усредненное значение  $5.19 \pm 0.26$  ‰ [1]. Для основных минералов литосферной мантии – Ol, граната (Grt), клинопироксена (Cpx) и ортопироксена (Opx) были определены средние значения  $\pm$  стандартное отклонение. Если значения  $\delta^{18}O$  выходят за пределы мантийного диапазона, они рассматриваются как аномальные и для их объяснения привлекаются разные предположения, например участие в формировании литосферной мантии океанической коры [2].

Минералы для изучения отобраны из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (Далдынское поле), отличающейся уникальной свежестью кимберлитов и глубинных ксенолитов. Дополнительно привлечен материал из кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная (Верхнемунское поле). Изотопный анализ кислорода в минералах выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН методом лазерного фторирования (аналитик Т.А. Веливецкая). Изотопный состав кислорода был изучен для Ol из основной массы породы; для минералов из низкотемпературных зернистых и высокотемпературных деформированных перидотитов (Ol, Grt, Opx, Cpx, CrSp и Plm), а также для минералов низко-Сг мегакристовой ассоциации. Общее число анализов 144, в том числе Ol – 63, Grt – 34, Cpx – 17, Opx – 18, Plm – 9, CrSp – 3.

Ol основной массы, образующий идиоморфные и субидиоморфные фенокристаллы размером от 0.25 до 2 мм, был изучен из кимберлитов трубок Удачная-Восточная и Комсомольская-Магнитная. Вариации величины  $\delta^{18}O$  для Ol основной массы установлены в интервале 4.7–4.9 ‰, среднее значение  $\delta^{18}O$  4.76 ‰. Мегакристы Ol в кимберлитах трубки Удачная-Восточная образуют две генетические группы. Первая представлена высоко-Mg Ol (92.5–93.9 % Fo), нередко содержащими включения субкальциевого высоко-Cr Grt и CrSp. Высоко-Mg мегакристы Ol, по-видимому, являются ксенокристаллами пород алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса. Вторая группа мегакристов Ol желто-бурого цвета характеризуется более железистым составом и принадлежит низко-Сг мегакристовой ассоциации, происхождение которой связывается с кимберлитами. Значения  $\delta^{18}O$  в мегакристах Ol первой и второй группы находятся соответственно в пределах 4.9–5.4 и 4.6–5.0 ‰ (рисунок).



Гистограмма распределения изотопного состава в оливинах разного парагенезиса из трубки Удачная-Восточная.

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в ОI из низко-Т зернистых и высоко-Т деформированных перидотитов изменяются соответственно в пределах 4.8–5.4 и 4.7–5.1 ‰. Последние характеризуются более железистым составом. Более существенные различия изотопных характеристик  $\text{O}_2$  обнаружены при сравнении составов гранатов и пироксенов из разных групп мегакрит и ксенолитов. Более железистые по составу минералы из деформированных перидотитов и мегакрит низко-Сг ассоциации характеризуются более легким изотопным составом кислорода по сравнению с низко-Т зернистыми перидотитами. Четкие различия в изотопных величинах  $\delta^{18}\text{O}$  отмечаются для разных минералов. Убывающая последовательность величины  $\delta^{18}\text{O}$  в минералах Орх>Срх>Грт>ОI>Ilm>CrSp полностью соответствует ранее установленному ряду для минералов мантийного генезиса из кимберлитов [1]. Наиболее легкий изотопный состав кислорода устанавливается для оксидов, максимально тяжелый – для Орх. Четкие различия в изотопных величинах  $\delta^{18}\text{O}$ , характеризующих разные минералы, объясняются проявлением механизма изотопного фракционирования вследствие их кристаллохимических особенностей [3].

Графики зависимости изотопного состава кислорода от состава минералов демонстрируют наличие прямой корреляционной связи величины  $\delta^{18}\text{O}$  с  $Mg\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) \times 100$  оливина и пироксенов, обратной связи с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и прямой – с содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в гранатах.

Наиболее низкие значения величины  $\delta^{18}\text{O}$  характерны для ОI из основной массы кимберлитов, для мегакритов ОI низко-Сг ассоциации и для ОI из деформированных перидотитов. Хотя перечисленные оливины принадлежат разным парагенезисам, общим для них является относительно низкая величина  $Mg\#$ . Высоко-Мг ОI из зернистых перидотитов и мегакритов второй группы (дунит-гарцбургитового парагенезиса) характеризуется относительно высоким значением величины  $\delta^{18}\text{O}$ . Аналогичные соотношения установлены и для пироксенов. Более высоко-Мг разновидности как Срх, так и Орх, встречаемые в зернистых перидотитах, характеризуются повышенным значением величины  $\delta^{18}\text{O}$ . Пироксены из деформированных лерцолитов и низко-Сг мегакритной ассоциации с относительно высоким содержанием FeO показывают более низкие величины  $\delta^{18}\text{O}$ .

Иные зависимости изотопного состава  $\text{O}_2$  от состава минерала обнаруживаются для Грт. Основным фактором его изменчивости выступает не коэффициент  $Mg\#$ , а содержание в минерале  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . На графике  $\delta^{18}\text{O}$ – $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в Грт обратная корреляция проявлена как для высоко-Т деформированных перидотитов и низко-Сг мегакрит, так и для низко-Т зернистых перидотитов. Для выборки из девяти анализов с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  более 7 мас. % среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$  равно 4.78 ‰. Самому высокому содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (12.03 мас. %) и самому низкому содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11.78 мас. %) в Грт соответствует самое низкое значение  $\delta^{18}\text{O}$  (4.5 ‰). Напротив, для низко-Сг, высоко-АI Грт характерен наиболее тяжелый изотопный состав кислорода. Эти выводы подтверждаются и данными работы [5]. Самые низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (<5.0 ‰) установлены для относительно высоко-Сг (5–8 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) гранатов из перидотитов трубки Удачная, а самые высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\geq 5.4$  ‰) – для низко-Сг (<2.5 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), высоко-АI гранатов (23.6 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Обратная корреляционная связь между  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  установлена для включений гранатов в алмазах из кимберлитов трубки Финш [4], в гранатах из полимиктовых перидотитов Каапвальского кратона ЮАР [5]. На примере рассмотренных минералов можно сделать заключение, что основным фактором изотопного фракционирования кислорода в минералах, как это и принято считать [6], является структурный фактор (катион-анионные связи). Именно с этим фактором связаны значительные различия в изотопном составе оксидных и силикатных минералов. По-видимому, изотопное фракционирование кислорода обусловлено разной изоморфной емкостью тяжелого изотопа кислорода для различных оксидов. Чем выше содержание относительно легких оксидов (Si, Mg, Al) в минерале, тем более тяжелым становится изотопный состав. При возрастании в минерале более тяжелых оксидов Fe, Cr изотопный состав кислорода оказывается более легким. Если это так, то с определенной долей допущения можно сделать вывод, что изотопный состав  $\text{O}_2$  при его фракционировании является функцией интегрального эффекта от содержания основных оксидов, составляющих минерал. Систематика изотопного состава кислорода мантийных парагенезисов и обнаруженные зависимости не могут быть объяснены только изменением химизма минералов. Облегчение изотопного состава кислорода в минералах деформированных перидотитов и низко-Сг мегакрит по сравнению с минералами низко-Т зернистых перидотитов и высоко-Мг мегакрит можно рассматривать и как результат воздействия на них более легкого по изотопному составу кислорода астеносферного вещества при их формировании. Облегчение кислорода с глубиной – от коры до нижней мантии – связывается с повышением РТ-параметров, с возрастающей ролью шпинелевой, а затем перовскитовой структуры минералов.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Изотопная систематика кислорода в мантийных минералах разных парагенезисов из кимберлитов Якутии подтверждает эмпирическую и теоретическую последовательность уменьшения величины  $\delta^{18}\text{O}$  в ряду  $\text{Opx} > \text{Crpx} > \text{Grt} > \text{Ol} > \text{Ilm} > \text{CrSp}$ .

2. Установлен высокий уровень зависимости величины  $\delta^{18}\text{O}$  от состава минералов: для оливина и пироксена – от значения их  $\text{Mg\#}$ , для Grt – от содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

3. Литосферная мантия неоднородна по изотопному составу кислорода, что является следствием ее гетерогенного состава. Деформированные лерцолиты по сравнению с зернистыми лерцолитами характеризуются в целом более низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ .

4. Относительно легкий изотопный состав  $\text{O}_2$ , характерный для Ol из основной массы кимберлитов и для минералов низко-Cr мегакристной ассоциации, согласуется с выводом о формировании кимберлитового расплава в астеносферной зоне мантии.

5. Мегакристный пикроильменит характеризуется более низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  по сравнению с пикроильменитом из мантийных ксенолитов.

[1] *Mattey D., Lowry D., Macpherson. C.* Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planetary Science Letters*. 1994. V. 128. P. 231–241.

[2] *Тэйлор Л.А., Снециус З. В., Узли Р. и др.* Океанические протолиты алмазоносных перидотитов: свидетельство их корового происхождения на примере якутских кимберлитов // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 12. С. 1198–1206.

[3] *Zheng Y.F.* Prediction of high-temperature oxygen isotope fractionation factors between mantle minerals // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1997. V. 24. P. 356–364.

[4] *Lowry D., Mattey D.P., Harris J.W.* Oxygen isotope composition of syngenetic inclusions in diamond from the Finsch Mine, RSA // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. P. 1825–1836.

[5] *Zheng Y.F., Menzies M.A., Mattey D.* Mixed mantle provenance: diverse garnet compositions in polymict peridotites, Kaapvaal craton, South Africa // *Earth Planetary Science Letters*. 2003. V. 216. P. 329–346.

[6] *Фоп Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 585 с.





## СИЛУР-ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАЛЕДОНИД И ГЕРЦИНИД ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

П.Д. Котлер<sup>1,2,3</sup>, В.А. Пенкина<sup>1,2</sup>, М.Д. Царева<sup>1,2</sup>, С.В. Хромых<sup>1,2</sup>, А.В. Куликова<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, pkotler@yandex.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

<sup>3</sup> Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Полигоном проводимых исследований является зона сочленения герцинских комплексов Обь-Зайсанской складчатой системы и каледонских комплексов Чингиз-Тарбагатая. В качестве объектов исследования рассматриваются интрузивные комплексы, входящие в состав Центрально-Чингизской, Чунайской, Аркалыкской, а также Жарминско-Сарсазанской зон [1], то есть магматические комплексы, локализованные между Чингизским и Жарминским разломами. Несмотря на многолетние исследования магматизма данного региона, выделение этапов магматизма проводилось на основе геологических взаимоотношений [2], а описание геохимической специфики этих пород в опубликованной литературе отсутствует. В рамках данной работы приведены новые данные по U-Pb изотопному датированию, а также результаты детального изучения геохимической специфики различных вулканических и плутонических комплексов данной территории.

Проведенные U-Pb изотопные исследования показали, что значительный объем гранитоидных массивов исследуемой территории, обозначенных на съемочных картах как массивы позднего палеозоя, имеет возраст 428–420 млн лет, что отвечает силуру. Для гранитоидов силурийского возраста характерны широкие вариации составов от кварцевых диоритов до лейкогранитов, при этом главные объемы массивов выполнены биотит-амфиболовыми, амфиболовыми граносиенитами и гранитами. Породы преимущественно относятся к высококальциевой известково-щелочной серии, имеют низко- или умеренно-глиноземистый состав ( $ASI=0.9–1.1$ ). Для менее кремнеземистых разновидностей характерен магнезиальный состав, для гранитов и лейкогранитов – промежуточный магнезиально-железистый состав. Редкоземельные спектры характеризуются отрицательным наклоном со слабопроявленным (кварцевые диориты) или умеренно проявленным Eu-минимумом. На мультиэлементных диаграммах проявлены минимумы по Nb, P, Ti. Исходя из состава, описанные гранитоиды следует рассматривать в качестве пород I-типа. По составу и возрасту приведенные породы соответствуют гранитоидам сарыкольского комплекса, описанным в западной части Чингиз-Тарбагатайской зоны, формирование которых связано с поздними стадиями эволюции островодужных систем Чингиз-Тарбагатая [1].

Вмещающие породы Шереметьевского массива, наиболее крупного интрузива, как считалось ранее, девонского возраста, описываются как вулканы машанской свиты раннедевонского возраста. U-Pb возраст Шереметьевского массива ( $425\pm 2$  млн лет) и геологические наблюдения показали, что вмещающие дациты, скорее всего, являются метаморфизованными вулканами верхней части донезальской свиты верхнего силура, широко распространенной в восточной части Чингиз-Тарбагатая.

U-Pb изотопный возраст, полученный по риолитовым порфирам ( $409\pm 1$  млн лет) и биотитовым гранитам ( $414\pm 3$  млн лет) вулканоплутонической структуры Сарытау в восточной части полигона, позволяет относить эти породы к раннедевонскому этапу. Центральная часть структуры Сарытау представлена биотитовыми лейкогранитами, которые отличаются от описанных выше гранитоидов силурийского этапа более высокими содержаниями  $SiO_2$  (76–77 мас. %), железистым составом и широкими вариациями глиноземистости ( $ASI=1.0–1.5$ ). По редкоэлементному составу данные породы характеризуются ярко выраженными минимумами по Ba, Nb, Sr, P, Eu, Ti. По своему составу данные гранитоиды могут быть классифицированы как породы A<sub>2</sub>-типа. Вулканы структуры Сарытау представлены метаморфизованными туфами, возможно игнимбритами, дацитами, риолитами. По химизму вулканы имеют широкие вариации  $SiO_2$ ,

более высокие содержания СаО, отсутствие минимума по Ва и менее выраженные минимумы по всем остальным элементам. Вулканические породы структуры Сарытау по своему возрасту и составу соответствуют породам машанской (кайдаульской) свиты, которые выполняют отдельные брахискладки или изолированные вулканические постройки в пределах Чингиз-Тарбагатая [3]. Описанные гранитоиды коррелируют с породами саргалдакского комплекса.

Помимо описанной вулканоплутонической структуры девонский возраст был получен по сиенитовым массивам, образующим цепочку северо-западного простирания на границе Центрально-Чингизской и Аркалыкской зон Чингиз-Тарбагатая. По нефелиновым сиенитам более северного массива Ортау (также известен как Абаевский массив) получены две датировки –  $401 \pm 3$  млн лет и  $399 \pm 2$  млн лет, что отвечает раннему девону. По щелочным сиенитам массива Апатай в центральной части полигона получены две датировки –  $374 \pm 4$  млн лет и  $373 \pm 3$  млн лет, что отвечает позднему девону.

Полученные данные указывают на более широкое распространение позднесилурийского интрузивного и эффузивного магматизма в пределах восточной окраины Чингиз-Тарбагатайской зоны, чем считалось ранее. Разобщенность магматических массивов раннедевонского возраста, отсутствие протяженных линейных структур в пределах рассматриваемых тектонических зон, а также щелочная специфика интрузивов (А-граниты и щелочные сиениты) не позволяют связать данные образования с процессами субдукции океанической коры под Казахстанский континент. Вероятнее всего, формирование данных пород связано с внутриплитным этапом развития Казахстанского составного континента (Чингиз-Тарбагатая) – возникновением участков растяжения в пределах сдвиговых зон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 22-77-00061).

- [1] Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
- [2] Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тяп В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
- [3] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А. Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 20.



## РТ-ТРЕНДЫ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ ОБЬ-ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ)

П.Д. Котлер

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, pkotler@yandex.ru  
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет  
Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Наиболее масштабное проявление гранитоидного магматизма – формирование гигантских гранитоидных батолитов, занимающих огромные площади в пределах складчатых поясов по всей Земле. Их формирование происходит в различных геодинамических условиях, а именно коллизионных, субдукционных, внутриплитных обстановках. С их образованием зачастую связано формирование различных металлогенических объектов, в том числе крупнейших промышленных месторождений (например, Ta-Nb, Li-Rb-Cs, Zr, REE и др.). В рамках данной работы предлагается новый подход к изучению пород гранитоидных батолитов, который позволяет получить комплекс информации, касающийся потенциальных источников для выплавления магм, геодинамических обстановок формирования батолитов и, возможно, металлогенических аспектов рассматриваемых пород.

В основу предлагаемого подхода положен относительно новый геотермобарометр, разработанный с помощью метода машинного обучения на базе данных по плавлению различных субстратов [1]. Главными плюсами этого геотермобарометра являются практически полное совпадение определяемых РТ-параметров с результатами экспериментальных работ, а также широкое распространение биотита как породообразующего минерала в гранитоидах, что позволяет применять его практически ко всем породам батолитов. Сопоставление полученных оценок условий формирования различных пород отдельно взятого гранитоидного массива формирует на РТ диаграмме линию-тренд. Идея подхода состоит в сопоставлении РТ-трендов, построенных по различным гранитоидным батолитам/массивам, которые формировались в пределах различных тектонических блоков в различное время или сложены породами различного состава.

Информация, которую можно получить из полученных РТ-трендов, скорее всего, не имеет однозначной интерпретации, а их форма и положение на диаграмме определяются несколькими факторами. Этими факторами являются: 1) геодинамические условия, отвечающие за изменения термического градиента и, как следствие, за степень прогрева различных уровней земной коры; 2) состав материала земной коры, который будет вовлекаться в процессы частичного плавления, – состав протолита. Солидусные кривые различных протолитов имеют отличающуюся геометрию, и, соответственно, различные исходные породы при одинаковых РТ-условиях будут иметь разные степени плавления и давать магмы разного состава; 3) участие флюида. Экспериментальными работами показано, что добавление первых процентов водного флюида в систему может привести к смещению солидусных кривых более чем на 100 °С и существенно увеличить степень плавления исходного субстрата. Кроме того, различные летучие компоненты и соли, растворенные в водном флюиде, также могут значительно изменить солидусную температуру пород и повлиять на коэффициенты распределения рстит/расплав для различных элементов [2].

В качестве примера для использования предлагаемого подхода были выбраны гранитоидные батолиты Обь-Зайсанской складчатой области – Калба-Нарымский и Жарма-Саурский. Калба-Нарымский батолит локализован в пределах одноименной зоны, которая представляла собой турбидитовый бассейн, заложенный на океаническом основании. Жарма-Саурский батолит расположен в пределах блока земной коры с каледонским палеоостроводужным основанием, перекрытым позднепалеозойскими осадочными породами [3]. Формирование этих батолитов происходило одновременно в карбон-раннепермское время (308–276 млн лет) во внутриплитной обстановке. Соответственно, влияние геодинамической обстановки на положение РТ-трендов можно считать одинаковым для выбранных батолитов, а локализация параметров плавления на

РТ-диаграмме должна определяться составом плавящихся пород и флюидным режимом. Для пород Жарма-Саурского батолита построенные РТ-тренды имеют относительно пологий наклон и локализованы в интервалах давлений от 2.8 до 4.6 кбар и температур от 750 до 870 °С. Для главного объема пород Калба-Нарымского батолита полученный интервал температур отвечает схожему интервалу от 760 до 870 °С, однако интервал давлений имеет значительно большие значения – от 4.2 до 7.1 кбар и угол наклона трендов несколько выше. Можно предположить, что столь значительные различия в оценках давлений являются отражением состава плавящейся коры. В случае с Жарма-Саурской зоной вероятными протолитами будут являться относительно древние метавулканические породы островных дуг, тогда как в случае с Калба-Нарымской зоной в плавлении участвуют сравнительно молодые метаосадки, со значительным количеством водосодержащих минералов (биотита). Прогрев основания Калба-Нарымской зоны приводил к дегидратации большого количества водосодержащих фаз, что, в свою очередь, могло обеспечить начало процессов частичного плавления на достаточно больших глубинах. В случае с Жарма-Саурской зоной достижение солидусных температур произошло на сравнительно небольших глубинах, что может объясняться либо значительным отличием этих температур для субстратов сравниваемых тектонических зон, либо отсутствием такого большого количества водосодержащих минералов в коре.

Изучение пород Жарма-Саурского батолита выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант № 22-77-00061); микронзондовый анализ слюд Калба-Нарымского батолита проводился за счет гранта президента Российской Федерации МК-1870.2022.1.5.

- [1] *Li X., Zhang C.* Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2023. V.127. e2022JB024137.
- [2] *Li J., Ding X., Liu J.* The Role of Fluids in Melting the Continental Crust and Generating Granitoids: An Overview // *Geosciences* 2022. V. 12. 285. doi:10.3390/geosciences12080285.
- [3] *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.



## ФРАГМЕНТЫ ОСТРОВОДУЖНЫХ ОФИОЛИТОВ В СТРУКТУРЕ САЛАИРА

А.В. Котляров, Ф.И. Жимулев, А.А. Хуурак, М.А. Фидлер

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

В 40–50-е гг. XX в. интерес к изучению гипербазитовых массивов Салаира был проявлен в связи с поисками хромитовых руд. В проводившихся в то же время академических исследованиях были рассмотрены вопросы геологии и петрологии дунит-гарцбургитовых массивов, а также происхождения основных пород, пространственно связанных с ультрабазитами. На общей схеме размещения гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области цепь массивов в ее северо-западной части в пределах Алтайского края была указана как Салаирский гипербазитовый пояс [1, 2]. Более детально геологические особенности и хромитоносность базит-ультрабазитовых комплексов были рассмотрены в монографиях [3–5]. С ультраосновными массивами Салаира ассоциируют выходы вулканитов аламбайской свиты нижнего кембрия и метаморфических пород, которые встречаются в виде блоков в терригенном меланже и отдельных крупных тектонических пластин. Все эти образования в настоящее время включаются в Аламбайскую офиолитовую ассоциацию, которая считается северным отрезком Аламбайско-Каимской зоны Салаира и Горного Алтая. Венд-раннекембрийский возраст офиолитов был принят условно в соответствии с возрастом вмещающих их складчатых структур [6].

Объектом изучения в настоящей работе служили образцы габбро Тогул-Сунгайского офиолитового массива, метабазальтов аламбайской свиты и амфиболитов ангурепского метаморфического комплекса, отобранных на двух участках – в средней части и на юге Салаирского гипербазитового пояса. Содержания редких и редкоземельных элементов в них определялись методом ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Изученные образцы существенно преобразованы вторичными процессами, что отражается в высоких значениях потерь при прокаливании. Кроме того, при вторичных процессах и метаморфизме ряд химических элементов имеет подвижное поведение, поэтому были использованы диаграммы с немобильными редкими элементами, предложенные для интерпретации офиолитовых комплексов [7]. Приведенные ниже новые данные о геохимических особенностях этих пород позволили реконструировать геодинамическую обстановку их формирования.

На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb метабазальты располагаются в поле базальтов E-MORB – OIB, тогда как точки габбро и амфиболитов попадают в область островодужных базальтов внутриокеанических дуг. Разделение пород на две группы также подтверждается данными на диаграмме Zr/Nb – Nb, где отчетливо видно, что метабазальты обогащены ниобием и располагаются вблизи поля базальтов океанических островов, амфиболиты и габбро, в отличие от них, имеют высокие значения отношения Zr/Nb, совпадающие с характеристиками базальтов задуговых бассейнов юго-западной части Тихого океана. Графики распределения, нормированные к N-MORB, также показывают принадлежность метабазальтов к породам из обогащенного мантийного источника, сходного с базальтами океанических островов или E-MORB. На спайдер-диаграммах точки составов габбро Тогул-Сунгайского офиолитового массива образуют компактное поле с содержанием таких элементов, как Th, Nb, Hf, Ti, похожее на графики, типичные для офиолитов, связанных с магматизмом над зоной субдукции, и указывают на их формирование либо вблизи островной дуги, либо в задуговом бассейне. Для образцов амфиболитов форма спектров тождественна полю габброидов. Ранее авторами было установлено, что магматическим протолитом амфиболитов, возможно, являлись базитовые породы офиолитовых и островодужных комплексов Салаира, преобразование которых происходило в палеосубдукционной зоне [8].

Дополнительно для реставрации условий образования были использованы ранее опубликованные данные по составам аксессуарных хромшпинелидов из дунитов и серпентинитов Тогул-Сунгайского офиолитового массива [4]. На диаграмме Cr# – Mg# хромшпинелиды из ультрабазитов Тогул-Сунгайского массива образуют группу точек, которая совпадает с данными по хромшпинелидам из дунитов Кузнецкого Алатау и располагается в поле островодужных хромитов.

Значения магнезиальности для них варьируется в интервале от 35 до 60 %, а хромистости – от 52 до 88 %, что отвечает высокой степени деплетированности – более 25 %. Этим они отличаются от хромитов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива Горного Алтая, для которых отмечается пониженная хромистость, преобладают значения 33–46 %, а степень деплетированности составляет 15–20 %. Такие особенности характерны для гипербазитов из современных трансформных зон Центральной Атлантики [9]. Приуроченность дунитов и серпентинитов Тогул-Сунгайского массива к офиолитам супрасубдукционных зон подтверждается также диаграммой  $TiO_2 - Al_2O_3$ , где точки составов хромшпинелидов имеют минимальные содержания этих компонентов.

Геохимические исследования свидетельствуют о формировании офиолитов Салаира в над-субдукционной обстановке при участии островодужных магматических систем. Данные по составам хромшпинелидов говорят о том, что ультрабазиты Салаира соответствуют тектонизированным ультраосновным реститам основания офиолитовой ассоциации с максимальным деплетированием, со степенью частичного плавления более 25 %.

Работа выполнена при поддержке РФФ, проект № 23-27-00033.

- [1] Кузнецов В.А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы // Доклады АН СССР. 1948. Т. 60. № 2. С. 269–271.
- [2] Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.
- [3] Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 165 с.
- [4] Лоскутов И.Ю. Альпинотипные гипербазиты Центрального Салаира: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1993. 324 с.
- [5] Долгушин С.С., Жабин В.В., Лоскутов И.Ю., Садур О.Г. Перспективы создания базы хромового сырья Сибири (в пределах Сибирского федерального округа). Новосибирск: СНИИГГИМС, 2019. 239 с.
- [6] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: ГЕО, 2000. 188 с.
- [7] Pearce J.A. Immobile element fingerprinting of ophiolites // Elements. 2014. V. 10. P. 101–108.
- [8] Котляров А.В. Геологическая позиция и вещественный состав амфиболитов Аламбайской офиолитовой зоны (юго-запад Салаира) // Металлогения древних и современных океанов. 2023. Т. 29. С. 178–181.
- [9] Симонов В.А., Куликова А.В., Котляров А.В., Колотилина Т.Б. Палеогеодинамика магматических и метаморфических процессов формирования ультрамафитов Чаган-Узунского массива (офиолиты Горного Алтая) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 4. С. 826–850.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДОКЕМБРИЯ ИГАРСКОГО ПОДНЯТИЯ (северо-западная окраина Сибирской платформы)

Б.Б. Кочнев<sup>1,2</sup>, А.Б. Кузьмичев<sup>2</sup>, Д.В. Семенова<sup>3</sup>, В.В. Марусин<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
kochnevb@ipgg.sbras.ru

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Специфика разреза докембрия Игарского поднятия, расположенного на северо-западной окраине Сибирской платформы, заключается в относительно полном в сравнении со смежными районами стратиграфическом объеме венда и в развитии здесь в конце рифея рифтогенного прогиба, заполненного вулканогенно-осадочными толщами [3]. Эта геологическая модель основывается в первую очередь на данных по возрасту обломочных цирконов, в том числе на ключевой датировке самого молодого кластера  $716 \pm 10$  млн лет из песчаников губинской свиты, ограничивающей как ее максимальный возраст, так и залегающих в ней долеритов и сопоставляемых с ними вулканитов игарской толщи [3]. Полученные в продолжение этих работ новые датировки из других стратиграфических уровней и непосредственно из магматических пород позволяют расширить наши представления об эволюции источников сноса для обломочных толщ и уточнить предложенную ранее тектоностратиграфическую модель. Датирование цирконов проводилось методом LA-ICP-MS по общепринятой методике с использованием стандартов 91500 и Plesovice. Два образца из обломочных пород были изучены в ИГМ СО РАН, еще два образца из песчаников и один образец из долеритов изучались в ГИН РАН.

Наиболее молодым из изученных является образец песчаников из нижней части сухарихинской свиты в стратотипе по р. Сухариха, относящийся к самым верхам венда [2]. Среди конкордантных ( $D < 10\%$ ) определений, полученных из цирконов с разнообразной морфологией ( $n=73$ ), преобладают позднеархейские (2.55–2.75 млрд лет) датировки. Также присутствует небольшая (7 зерен) палеопротерозойская популяция и единичные неопротерозойские зерна, возраст которых существенно древнее времени накопления этой части разреза, которая, согласно палеонтологическим данным, формировалась не ранее 540 млн лет [2]. Такое распределение согласуется с прежде установленной закономерностью, согласно которой в обломочных породах разреза Игарского поднятия снизу вверх возрастает доля древних зерен, что указывает на расширение областей эрозии и на затухание тектонической активности к концу неопротерозоя [3].

Нижняя часть подстилающей сухарихинскую излучинской свиты, сложенная красноцветными грубозернистыми песчаниками, была опробована из разреза в устье р. Сухариха. Спектр распределения возрастов ( $n=52$ ) для цирконов в этой пробе существенно отличается от обломочных пород, залегающих выше и ниже по разрезу: основная часть (43 зерна) принадлежат к одной популяции с максимумом распределения около 808 млн лет. Хотя кластеры этого возраста присутствуют как в более древних, так и в более молодых песчаниках Игарского поднятия [3], почти полное отсутствие цирконов из других возрастных популяций может указывать на доминирование в области эрозии источника, который был сложен преимущественно магматическими и/или метаморфическими комплексами с возрастом около 800 млн лет и который интенсивно размывался во время регрессии, характеризующей раннеизлучинское время [1, 3].

Из более древних толщ геохронологические определения были получены для доломитистых песчаников корабликовской толщи, которая ранее была сопоставлена с базальными слоями чернореченской свиты нижнего венда [3], а также для прослоев песчаников из лудовской свиты рифея в типовых разрезах по р. Енисей выше о. Плахинский [1]. Обе пробы ( $n=115$  и  $n=121$  соответственно) характеризуются преобладанием палеопротерозойских (1.75–2.10 млрд лет) и неоархейских (2.55–3.10 млрд лет) датировок с единичными зернами вне этих диапазонов; зерна моложе 1.55 млрд лет отсутствуют. Вероятным источником кластического материала для этих толщ могли являться породы фундамента Сибирской платформы либо продукты разрушения

более древних рифейских осадочных толщ. Отсутствие неопротерозойских зерен в этих образцах может быть обусловлено либо более древним, чем предполагалось, возрастом отложений, либо палеогеографическими (направления течений) факторами.

Кроме осадочных пород, были изучены цирконы из тела метадолеритов, залегающего согласно и без признаков горячего контакта среди красноцветных песчаников губинской свиты верхнего рифея на западном берегу о. Малый Медвежий на р. Енисей. Ранее это тело интерпретировалось как силл либо как мощный (до 50 м) лавовый покров [1], породы которого по своим петрохимическим характеристикам близки к основным вулканитам игарской толщи и формировались во внутриплитных рифтогенных обстановках [3]. По семи зернам циркона, одинаковым по морфологии и CL-изображениям, выполнено 13 измерений, которые образовали конкордантный кластер с возрастом  $835 \pm 4$  млн лет. Эта датировка противоречит нашим предыдущим данным, согласно которым вмещающие песчаники, опробованные в этом же обнажении, накапливались не ранее  $716 \pm 10$  млн лет [3]. Возможными объяснениями этого могут быть: 1) тектонический, а не стратиграфический контакт тела метадолеритов и песчаников, что ввиду широкого развития складчатых и сдвиговых деформаций в этом районе и недостаточной обнаженности слабодоказуемо; 2) ксеногенный характер цирконов, которые могут происходить из более древних вмещающих пород. В любом случае магматическое происхождение цирконов, образующих кластер с возрастом 835 млн лет, не вызывает сомнений, и данный факт существенно расширяет диапазон непосредственно датированной на сегодняшний день эндогенной активности в докембрии для современной северо-западной окраины Сибирского кратона.

Исследования проведены при поддержке РФФ, проект № 22-77-10096.

- [1] Козлов Г.В., Александров В.С., Аксенова Л.А. и др. Опорные разрезы верхнедокембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ северо-запада Сибирской платформы. В двух томах. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992.
- [2] Марусин В.В., Кочнев Б.Б., Карлова Г.А., Изох О.П., Сарсембаев Ж.А., Иванова Н.А. Переходный интервал докембрия-кембрия на Игарском поднятии (северо-запад Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 6. С. 823–840.
- [3] Kochnev B.B., Khudoley A.K., Priyatkina N.S., Dufrane S.A., Pokrovsky B.G., Kuznetsov A.B., Kaurova O.K., Marusin V.V. Neoproterozoic evolution of the northwestern margin of the Siberian Platform // Precambrian Research. 2022. V. 382. 106877.





## ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ГОРНОГО АЛТАЯ

Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида, С.Н. Руднев, Е.И. Михеев

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

Эндогенные процессы в девонской геологической истории Горного Алтая определялись двумя главными факторами. Первым было зарождение и эволюция Алтайской континентальной окраины Обь-Зайсанского океана, вторым – развитие Алтае-Саянской рифтовой области (крупной изверженной провинции).

Инициальный раннедевонский вулканизм проявился в середине локховского века западной части Горного Алтая в виде дифференцированных андезибазальт-андезит-андезидацит-дацитовых серий с возрастом 416–410 млн лет [1]. Основные породы этих серий представлены высокоглиноземистыми умеренно-калиевыми разностями, сочетающими геохимические характеристики надсубдукционных и рифтогенных образований [1].

На рубеже локхова – праги, синхронно с началом формирования Алтае-Саянской рифтовой системы, магматизм Горного Алтая стал более разнообразным. В Восточном Алтае (Юстыдский прогиб) была сформирована умеренно-щелочная бимодальная вулканическая серия аксайского комплекса [2 и др.]. Среди базальтоидов преобладают высокотитанистые, высокофосфористые и железистые разности, обогащенные HFSE и P3Э. Реже встречаются низкотитанистые и низкофосфористые разности, более магнезиальные и глиноземистые, в меньшей степени обогащенные несовместимыми элементами. Для обеих разностей характерно избирательное обеднение Nb и Ta, а также обогащение Pb. Породы второй группы сходны с умеренно-щелочными вулканитами Минусинских впадин [3].

Кислые породы аксайского комплекса варьируются по щелочности и в большинстве своем обнаруживают обогащение HFSE и P3Э при невысоких концентрациях щелочно-земельных металлов.

Синхронно с описываемым вулканизмом (410–400 млн лет) в обрамлении сдвиговых зон Горного Алтая произошло формирование серии габбро-гранитных интрузий, сложенных преимущественно породами нормальной серии с K-Na специализацией щелочей. Значительно реже среди раннедевонских образований встречаются монцогаббро, монцодиориты и умеренно-щелочные гранитоиды, обогащенные HFSE и P3Э [4].

Среднедевонский магматизм Горного Алтая характеризовался преобладанием эффузивной активности при подчиненной роли интрузий. Эйфель-живетские вулканические образования формируют линейные ареалы, сложенные дифференцированными сериями нормальной и повышенной щелочности. Они образуют систему линейных ареалов, «наращивающих» по латерали в глубь континента вулканический пояс Рудного Алтая. При этом по удалению от границы «континент – океан» в вулканических породах (как основных, так и кислых) наблюдается увеличение общей и калиевой щелочности, синхронное с повышением содержаний несовместимых элементов, что, в целом, типично для «надсубдукционных» вулканических поясов. Связь среднедевонского магматизма с процессами субдукции подтверждается также накоплением в Калба-Нарымской зоне базальт-кремнисто-терригенных толщ (Кыстав-Курчумская и Орловская свиты).

Геохимические характеристики среднедевонских базальтов и андезибазальтов соответствуют породам активных континентальных окраин. В западной части Горного Алтая в отдельных трогах встречаются трахибазальты и трахиандезиты, а также отдельные вулканические постройки, сложенные дацитами и риолитами. В целом вариации вещественного состава пород и изменение пропорции основных и кислых вулканитов фиксируются не только вкрест, но и по простиранию вулканических поясов.

Интрузивные образования (400–390 млн лет) представлены преимущественно кварцевыми диоритами и гранитами, по составу сходными с породами вулканических серий.

Рубеж среднего и позднего девона маркируется тектонической перестройкой, фиксируемой практически на всей территории Горного Алтая проявлениями складчатости и локальными

несогласиями. Этому моменту (граница живет – фран) отвечало прекращение вулканической деятельности в линейных поясах и формирование локальных ареалов умеренно-щелочного и щелочного бимодального вулканизма, включающего высокотитанистые базальты с геохимическими характеристиками OIB [5]. В это же время резко сменился характер осадконакопления в Калба-Нарымской зоне, где началось формирование мощных толщ черносланцевых турбидитов. В Горном Алтае в начале позднего девона фиксируется активизация тектонических движений сдвиговой кинематики с формированием метаморфических комплексов HT/LP-типа в крупных разломных зонах [6 и др.] и внедрение большого числа мелких гранит-лейкогранитных, реже габбро-гранитоидных интрузий с возрастом 386–380 млн лет, относящихся преимущественно к умеренно-щелочному и щелочному типам. В составе массивов преобладают умеренно-щелочные и щелочные гранит-лейкограниты, реже встречаются габбро, кварцевые диориты и гранодиориты, в единичных случаях – граносиениты. В фамене (380–370 млн лет) вулканическая деятельность полностью прекратилась, а на всей территории Горного Алтая началось формирование крупных батолитов, сложенных гранитоидами I- и S-типа при подчиненной роли габброидов и кварцевых диоритов.

Резкая смена характера осадконакопления и специфика магматизма свидетельствуют, 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), а масштабный гранитоидный магматизм фамена мог быть связан с погружением СОХ под край Сибирского континента. Начиная с позднего девона и вплоть до коллизии Сибири и Казахстана (в конце раннего карбона) признаки наличия субдукции на Алтайской окраине Сибирского континента полностью отсутствуют.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН.

- [1] Куйбида М.Л. Базальтовый вулканизм системы островная дуга – задуговой бассейн (Алтайская активная окраина) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 108–120.
- [2] Крупчатников В.И. Петрология калиевых магматических комплексов юго-восточной части Горного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 17 с.
- [3] Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андриющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики пород и магматические источники // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1283–1313.
- [4] Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1403–1423.
- [6] Крук Н.Н., Сенников Н.В. Геологическая позиция, геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования позднеживетско-раннефранских базальтов центральной части Горного Алтая // Доклады РАН. 2012. Т. 446. № 5. С. 550–555.
- [6] Плотников А.В. и др. Среднепалеозойский возраст метаморфизма в Южно-Чуйском комплексе Горного Алтая (результаты Ar-Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1333–1347.



## КАЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ШИРИНЫ АШИНСКО-СЫЛВИЦКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА (ПОЗДНИЙ ВЕНД) НА УРАЛЬСКОЙ ПЕРИФЕРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

В строении южного и северного сегментов западной мегазоны палеозой Урала развиты толщи глинистых и обломочных пород, отделенные параллельными несогласиями от подстилающих рифейских и перекрывающих палеозойских толщ. На разных этапах изучения региона эти толщи относили к разным уровням – от палеозоя до верхнего рифея. Но наибольшее распространение получила точка зрения, в соответствии с которой эти толщи следует относить к верхнему венду [1, 3, 13]. Сейчас есть и прямые геохронологические доказательства поздневендского возраста этих образований, развитых и на Южном Урале [14, 15, 18], и на Северном Урале [2, 7].

На севере южного сегмента западной мегазоны полоса развития верхневендских толщ пунктирно прослежена с юга на север от правобережья р. Белой в широтном ее течении, по южному обрамлению Башкирского поднятия (БП), далее вдоль западного склона (крыла) БП до истоков рек Аша и Миньяр на севере Каратауского выступа БП. В северном сегменте Западно-уральской мегазоны полоса развития верхнего венда прослежена вдоль западного крыла Улсовско-Висимского антиклинория (УВА) – от северных предместий Первоуральска на юге до бассейна р. Вишера на севере.

На западном крыле и южном замыкании БП эти образования традиционно выделяют как ашинскую серию, литостраграфически расчлняя ее на свиты (снизу вверх): бакеевскую (топаровскую), урюкскую, басинскую, куккараукскую, зиганскую и маллоямантаускую [1, 13, 19]. Большая часть полей распространения верхнего венда на западном крыле УВА на основании литологического сходства и одинаковой стратиграфической позиции с ашинской серией БП ранее в литературе [5] и на ГГК-200 (1-го поколения) также были показаны как ашинская серия и ее подразделения. Сейчас верхний венд западного крыла УВА выделяют как сылвицкую серию [2, 3, 13].

Исследователи верхнего венда Западноуральской мегазоны большое внимание уделяют расшифровке палеогеографических и палеоэкологических условий, господствовавших в Ашинско-Сылвицком осадочном бассейне (АСОБ), во время накопления ашинской и сылвицкой серий. Этот интерес, в числе прочего, обусловлен широким развитием в АСОБ биоты эдиакарского типа. Во многих работах описаны эдиакарские фоссилии и следы эдиакарской жизни и в ашинской серии [1, 14, 17], и в сылвицкой серии [3, 4]. Для АСОБ есть оценки его протяженности, глубины и изменений во времени; реконструирован характер фациальных изменений, проведены сиквенстратиграфические построения и т.д. Но до сих пор не было даже попыток дать качественную оценку ширины АСОБ и положения его восточной границы. Фактически сложилась ситуация, что за положение восточной границы АСОБ принимают восточную границу современного поля развития ашинской и сылвицкой серий.

В строении ашинской серии и стратотипов рифея в БП, а также в разрезах рифея и сылвицкой серии УВА существенную роль играют песчаники. Сейчас для песчаников из разных уровней стратотипа рифея и ашинской серии БП уже накоплен существенный объем данных о характере распределений U-Pb-изотопных возрастов зерен детритового циркона (dZr) [10]. Но для песчаников рифея и венда УВА такие данные скудные. Это датировки dZr [12] из песчаников нижневендской [11] танинской и верхневендской [2] керносской свит низов и верхов серебрянской серии.

Песчаники большинства надежно относимых к рифею толщ БП [10] и танинской свиты нижнего венда северного сегмента Западноуральской мегазоны [12] содержат dZr только с раннедокембрийским возрастом древнее 1.8 млрд лет. Это указывает на то, что в рифее и начале

раннего венда кластика в **АСОБ** поступала со стороны Восточно-Европейской платформы (**ВЕП**) – из «балтийских источников». В противоположность этому песчаники ашинской серии **БП** [10] и танинской свиты верхнего венда северного сегмента Западноуральской мегазоны [12] в значительных количествах (иногда до 75 %) содержат **dZr** со средне- и раннерифейским (мезопротерозойским) возрастом, не характерным для прилегающих к Уралу частей фундамента **ВЕП**. Это означает, что эти песчаники сформированы за счет накопления материала, принесенного из «небалтийских источников», а также указывает на существенную палеогеографическую перестройку и изменение источников детрита, произошедшие на этапе, предшествовавшем накоплению в **АСОБ** верхнего венда.

Специально заметим, что мезопротерозойская часть возрастного набора **dZr**, зафиксированного в породах верхнего венда **АСОБ**, 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** [6, 16], песчаников из палеоценовой части разреза новороссийско-анапского флиша Сочинского синклинория [8], некоторых неоген-четвертичных песчаников и песков Северного Предкавказья и низовьев Волги (см. обзор в [9]).

Это все может указывать на то, что в поздней перми во время уральского орогенеза породы ашинской, сылвицкой и верхов серебрянской серии были выведены на уровень эрозионного среза и стали источником мезопротерозойских **dZr**, рециклированных в песчаники верхнепалеозойских толщ Предуральского прогиба, Приуралья и центральных районов **ВЕП**. На последующих этапах развития **ВЕП** и сопредельных с нею с юга структур (Скифской плиты и Крымско-Кавказского региона) мезопротерозойские **dZr** были переотложены в кайнозойских песчаниках и песках.

Такое широкое развитие мезопротерозойских **dZr** в породах чехла **ВЕП** и Скифской плиты и Кавказского региона косвенно указывает на то, что некогда ашинская, сылвицкая и верхи серебрянской серии, а также их возрастныи и вещественные аналоги, сформированные в **АСОБ**, имели существенно более широкое пространственное распространение по сравнению с совокупной площадью современных полей распространения ашинской, сылвицкой и верхов серебрянской серии. То есть поздневендский Ашинско-Сылвицкий осадочный бассейн на уральской периферии Восточно-Европейской платформы имел существенно большие размеры по сравнению с площадью современного развития верхнего венда на Западном Урале.

Исследования проведены при поддержке РНФ, грант № 21–77–10106.

- [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. Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
- [3] 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.
- [4] Десяткин В.Д., Колесников А.В., Римский А.А. и др. Палеопаспихниды из чернокаменной свиты верхнего венда Среднего Урала (Пермский край) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 52–57.
- [5] Ключина М.Л., Пинегин Е.Ф. Ашинская свита Среднего Урала // Доклады АН СССР. 1961. Т. 139. № 6. С. 1432–1434.
- [6] Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др. Природа Пучеж-Катуньской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U-Th-Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5.
- [7] 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.
- [8] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацлло А.В. и др. Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2023 (в печати).
- [9] 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 // ГЕОРЕСУРСЫ. 2023. (в печати).

- [10] 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.
- [11] Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М. и др. Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // Доклады РАН. 2013. Т. 449. № 3. С. 322–327.
- [12] 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.
- [13] Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- [14] 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.
- [15] Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А. и др. Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U-Th-Pb (SIMS и LA-ICP-MS) датирования акцессорного циркона // Доклады РАН. Науки о земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 68–78.
- [16] Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В. и др. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U-Pb-датирования обломочного циркона // Доклады РАН. Науки о земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.
- [17] Kolesnikov A.V., Grazhdankin D.V., Maslov A.V. Arumberiatype structures in the Upper Vendian of the Urals // Doklady Earth Sciences. 2012. V. 447. P. 1233–1239.
- [18] Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G. et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. 2013. V. 236. P. 16–30.
- [19] 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.



## ЗАПУТАННАЯ ИСТОРИЯ О ВОЗРАСТЕ ГАРЕВСКОГО ГРАНИТНОГО ПЛУТОНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОПУБЛИКОВАННЫХ ДАННЫХ, ПОПЫТКА ВОСПРОИЗВЕСТИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКУЮ ДАТИРОВКУ, ВОПРОС О ПРИСУТСТВИИ ВЫХОДОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ В ЗААНГАРЬЕ

А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова

Москва, Геологический институт РАН, [nsi.kuzmich@yandex.ru](mailto:nsi.kuzmich@yandex.ru)

Знатоки Енисейского кряжа, посвятившие десятки лет его геологическому изучению, до сих пор рассматривают Гаревский гранитный массив как реперный объект палеопротерозойского возраста. Первоначально возраст гранитов (1750 млн лет) был установлен М.И. Волобуевым с соавторами полвека назад классическим Pb/U изотопным методом по цирконам и ортитам [1 и др.]. Эта датировка широко используется и ныне для обоснования раннедокембрийского возраста метаморфических пород Заангарья, несмотря на слабую воспроизводимость изотопных данных этого коллектива. В.А. Верниковский и его коллеги в 2003 г. опубликовали данные о неопротерозойском ( $752 \pm 3$  млн лет) возрасте массива, полученные с использованием более современных методов изотопного анализа [8]. Однако ряд экспертов по геологии Енисейского кряжа сочли оба определения изотопного возраста корректными, полагая, что в восточной части массива обнажены палеопротерозойские гнейсограниты. Такая компромиссная интерпретация оказалась возможной с учетом того, что в опубликованных работах обеих групп исследователей отсутствуют сведения о том, где конкретно были отобраны проанализированные ими образцы. Проведенное расследование выявило следующее. 1. В.А. Верниковский действительно продатировал образец гранита из западной части Гаревского массива, а М.И. Волобуев – из восточной. 2. Красноярские геологи ссылаются на палеопротерозойскую датировку гранитов этого массива для обоснования древнего возраста вмещающих пород, но при этом картируют сам массив в составе неопротерозойского глушихинского гранитного комплекса. 3. М.И. Волобуев получил по гранитам Гаревского массива десять преимущественно дискордантных анализов, шесть из которых образуют систему, согласующуюся с возрастом 1750 млн лет. Определяющим для всей системы является единственный конкордантный анализ с известным пунктом отбора. Таким образом, для решения проблемы возраста массива необходимо было воспроизвести этот результат, используя современные методики изотопного анализа. Авторами продатирован (SHRIMP) образец гранита, отобранный в том же самом пункте. В дополнение проанализированы еще три образца из разных участков массива, чтобы исключить возможное присутствие в нем древних доменов. Изотопные отношения всех проанализированных цирконов образуют единый конкордантный кластер с возрастом  $762 \pm 7$  млн лет. Гаревский массив слагает обособленное картируемое тело, целиком сложенное биотитовыми лейкогранитами с флюоритом. Граниты не являются продуктом замещения неких более древних пород, но кристаллизовались из расплава, перемещенного из глубоких горизонтов коры. Вопрос о возможном палеопротерозойском возрасте Гаревского гранитного массива или какой-либо его части закрыт.

Такой результат заставляет дать общую оценку изотопных датировок М.И. Волобуева и его коллег. В публикациях этого коллектива, как правило, отсутствуют аналитические данные и сведения о том, где были отобраны образцы. Практическая ценность может обсуждаться только для таблицы Pb-U-Th анализов 103 образцов уран-торийсодержащих минералов Енисейского кряжа, помещенных в отчете С.Д. Сидораса и М.И. Волобуева (1983 г.). Среди разрозненных до-неопротерозойских преимущественно дискордантных датировок гранитоидов Заангарья только для Гаревского плутона был получен набор данных, заслуживающих рассмотрения и проверки. Определяющим для этого набора является единственный конкордантный анализ. После того как он оказался артефактом, для которого отсутствует рациональное объяснение, и этот массив данных потерял смысл. Некоторые неопротерозойские датировки для гранитоидов Заангарья могут

оказаться корректными, но неопротерозойские граниты и без того достаточно полно охарактеризованы современными изотопными анализами. К настоящему моменту количество лабораторий, оборудованных лазером и ИСР масс-спектрометром, перевалило в России за дюжину. Гораздо продуктивнее выполнить новые анализы, чем пытаться выудить рациональное зерно из большой массы сомнительного материала. По мнению авторов, в современных реалиях ссылки на изотопные данные М.И. Волобуева и его соавторов следует считать нерелевантными.

Такой вывод лишает нас главного обоснования присутствия раннедокембрийских пород в Заангарье. На геологических картах Енисейского кряжа, составленных красноярскими геологами, выходы архейских и палеопротерозойских пород слагают значительные территории [3, 4 и др.]. По мере геохронологического изучения Енисейского кряжа площадь этих выходов непрерывно сужается [2, 5, 7]. Тем не менее сложно согласиться с утверждением в [8], что такие выходы в Заангарье вообще отсутствуют. К настоящему времени присутствие раннедокембрийских пород достоверно установлено лишь в двух локальных пунктах [6, 7]. Не вызывает сомнения то, что дальнейшее геохронологическое изучение позволит существенно расширить этот список и на более убедительном материале доказать присутствие Сибирского фундамента под территорией Заангарья.

Работа выполнена при поддержке РФФ, грант № 23-27-00204.

- [1] Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Енисейский кряж // Геохронология СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1973. С. 189–201.
- [2] Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Бабицкий Е.Ф., Дубенский А.С. Поиски террейна, столкнувшегося с Енисейской окраиной Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя. 2. «Архейский блок» на северо-западе Исаковского домена Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 63–65.
- [3] Качевский Л.К., Зуев В.К. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист О-46 (Красноярск). Карта дочетвертичных образований. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2005. 1 л.
- [4] Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1:500 000. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1998.
- [5] Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектонометаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476–1496.
- [6] Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Прияткина Н.С., Романюк Т.В., Шаццло А.В. Возраст и геохимические характеристики метагранитов Енисейского кряжа: Сибирские корни Центрально-Ангарского террейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. Вып. 18. С. 193–196.
- [7] Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 419–441.
- [8] Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168.



## ШРЕНКОВСКИЙ «ВЫСТУП РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ» В ССЗ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-ТАЙМЫРСКОГО ПОЯСА: ОПУБЛИКОВАННЫЕ ДАННЫЕ, ИХ ВОЗМОЖНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ, ПОЛЕВЫЕ ВПЕЧАТЛЕНИЯ 2023 ГОДА

А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова, А.С. Васильев, Д.А. Сарапулова

Москва, Геологический институт РАН, [nsi.kuzmich@yandex.ru](mailto:nsi.kuzmich@yandex.ru)

Центрально-Таймырский складчатый пояс сложен верхнедокембрийскими породами, несогласно перекрытыми нижнепалеозойским осадочным чехлом. В пределах пояса выделено два блока высокометаморфизованных пород: Фаддеевский и Шренковский [1], о тектонической природе которых не прекращаются дискуссии. Фаддеевский блок расположен на юго-востоке пояса. Он изучался в 2016–2017 гг. и, судя по результатам исследований авторов, представляет собой неравномерно метаморфизованный (от низких ступеней зеленосланцевой фации до верхов амфиболитовой) комплекс мезопротерозойского осадочного чехла Сибирского кратона с многочисленными интрузиями внутриплитных базитов (1360–1300 млн лет), свидетельствующих об обстановке рифтогенеза [4, 5]. Неравномерный метаморфизм и локальный анатексис осуществились в раннем неопротерозое в обстановке активной окраины Сибири.

Шренковский блок, площадью около 1000 км<sup>2</sup>, расположен в ССЗ части пояса в верховьях рек Шренк и Мамонта. Он интерпретируется как выступ раннего докембрия [1, 2, 6] или как экзотический террейн [3], входивший некогда в состав Гренвильского пояса Гренландии [7]. Судя по описаниям, комплекс сложен мигматизированными плагиогнейсами гранат-биотитового и более сложного состава с немногочисленными прослоями и пачками мраморов, редких высокоглиноземистых гнейсов и крайне редких кварцитов. Породы метаморфизованы в амфиболитовой (до гранулитовой) фации, местами они диафорированы и милонитизированы. Во всей толще встречаются тела амфиболитов, особенно обильные в средней части разреза. Более половины площади комплекса занято двуслюдяными гранитами с крупными выделениями КППШ. Часто они милонитизированы и превращены в очковые гнейсы.

Как можно судить по космическим снимкам разного масштаба в сочетании с цифровой моделью рельефа (Arctic DEM 2m/px), на доступном для изучения участке породы Шренковского блока слагают слаборасчлененную возвышенность, почти не перекрытую рыхлыми наносами. Породы выглядят массивными, изотропными и не обнаруживают слоистости или сланцеватости. По поверхности возвышенности разбросаны многочисленные озера, рядом с каждым из которых (обычно с юго-восточной стороны) располагается невысокий (3–7 м) бугор со скальным(?) рельефом. Такое впечатление, что материал был выкопан из озера и выгружен рядом. Вероятно, такой рельеф связан с подледниковой эрозией.

Южный фас блока, обращенный к р. Шренк, сравнительно полно изучен геохронологически. На ионном зонде (Самеса 1270) продатированы семь образцов циркона (по 10–13 анализов на образец) [7]. Шесть – рассланцеванные граниты (один из них предположительно диагностирован как метафельзит) и один – силлиманитовый гнейс. Всего имеется 83 индивидуальные датировки. Часть анализов не принята в расчет вследствие дискордантности, непомерно больших интервалов ошибок, контаминации. Каждый из шести образцов гранита содержит кластер неопротерозойских значений со средним возрастом от 885 до 940 млн лет. Возраст индивидуальных значений лежит в диапазоне 830–1000 млн лет. Кроме того, по каждому образцу получено несколько мезопротерозойских, палеопротерозойских и архейских значений возраста по реликтовым ядрам. Донеопротерозойские зерна доминируют в образце силлиманитового гнейса, где на их долю приходится семь анализов из десяти. Остальные три анализа слагают кластер 1000 млн лет. Часть анализов, вероятно, являются результатом смешения материала ядра и оболочки.

Это распределение возрастов напоминает таковое для Фаддеевского метаморфического комплекса, интерпретированного как мезопротерозойский осадочный комплекс, мигматизиро-



ванный в начале неопротерозоя в глубинной зоне активной континентальной окраины [4, 5]. Аналогичная интерпретация возможна и для Шренковского блока, но требует дополнительного обоснования. Главное отличие Шренковского комплекса в том, что он в гораздо большей степени пронизан гранитами и в нем отсутствуют выходы слабометаморфизованных мезопротерозойских осадочных пород. Пока для шренковских пород получено слишком мало датировок детритовых цирконов, чтобы судить о возможных источниках обломочного материала. Не исключено, что дополнительное опробование позволит обосновать транспорт этого материала с Сибирского кратона.

В.Ф. Проскурнин приводит также результаты датирования цирконов из образца амфиболита Шренковского метаморфического комплекса, возраст которого он оценивает в 963 млн лет [6]. Приведенная в приложении таблица аналитических данных (10 анализов) показывает более сложное распределение возрастов. Три анализа отвечают палеозою в интервале 235–434 млн лет и представляют собой засор. Три анализа образуют конкордантный кластер с возрастом  $963 \pm 20$  млн лет. Два мезопротерозойских анализа (1100 и 1225 млн лет), возможно, представляют собой результат смешения материала из разновозрастных зон. Еще два анализа совпадают и имеют конкордантный возраст  $1318 \pm 21$  млн лет, что соответствует возрасту внутриплитных базитов Фаддеевского комплекса.

После обработки полевого материала и дополнительного датирования магматических, метаморфических и детритовых цирконов планируется обосновать присутствие Сибирского фундамента в ССЗ части Центрально-Таймырского складчатого пояса. По предварительным данным с северной стороны эта область контактирует с неопротерозойскими островодужными постройками, причлененными к активной окраине Сибири в середине(?) неопротерозоя.

Если собрать все значения возраста, полученные V. Pease, на KDE графике, то выяснится его поразительное сходство с распределением возрастов обломочных цирконов, выделенных авторами из неопротерозойских метаосадочных пород Енисейского кряжа. Последние образовались за счет глубокой эрозии Енисейской активной окраины Сибири, которая в первой половине неопротерозоя, вероятно, продолжалась далее на север до соединения с Таймырской окраиной.

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

- [1] Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500000: Объяснительная записка. Красноярск, 1986. 177 с.
- [2] Беззубцев В.В., Курбатов И.И., Невьянцев О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Таймырская. Листы: S-46-VII-VIII, S-46-IX-X, S-46-XI-XII, S-46-XIII-XIV, S-46-XV-XIV: Объяснительная записка. М., 1998. 207 с.
- [3] Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.
- [4] Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Фаддеевский метаморфический комплекс северо-восточного Таймыра: глубинный срез неопротерозойской активной окраины Сибирского кратона? // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 156–158.
- [5] Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Центрально-Таймырский складчатый пояс в докембрии: пассивная окраина Сибирского палеоконтинента в мезопротерозое, активная окраина в неопротерозое // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 352–356.
- [6] Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46 (Тарей): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 490 с.
- [7] Pease V., Gee D.G., Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Kireev S. Geochronological evidence for late-Grenvillian magmatic and metamorphic events in central Taimyr, northern Siberia // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 270–280.



## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БИМОДАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА НА ДЕВОНСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ РУДНЫЙ АЛТАЙ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, U-Pb ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

М.Л. Куйбида<sup>1</sup>, В.А. Яковлев<sup>1</sup>, Я.Ю. Шелепов<sup>1</sup>, А.В. Чугаев<sup>2</sup>, В.И. Викентьев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, maxkub@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, vassachav@mail.ru, ilyavikentev@rambler.ru

Предметом рассмотрения является вулканизм Алтайского орогена, связанный с тектоно-магматической активизацией северо-западной окраины Сибирского континента в девоне. Во фронтальной части рассматриваемой зоны (Рудный Алтай) в период с позднего эмса до франа включительно вдоль линейных зон растяжения земной коры проявился бимодальный вулканизм ма-тчико-антидромного типа (риолиты–базальты–дациты, андезиты практически отсутствовали). Сингенетичные рудные формации относятся к колчеданно-полиметаллическому типу, включая гидротермальные «черные курильщики» [1–3]. Изученная последовательность вулканогенных формаций в северо-западной части Рудного Алтая соответствует начальному периоду формирования бимодального вулканизма (мельничная, сосновская и шипуновская свиты [2]). Вулканизм характеризовался мощными, преимущественно подводными извержениями, протекал на фоне увеличения глубины морского бассейна [4], на что указывает постепенный переход от взрывных пирокластолавовых извержений к гомогенным лавовым потокам, и должен был контролироваться высоким гидростатическим давлением столба воды, отвечающего значительной глубине. Об этом свидетельствует и изменение характера осадконакопления – от гравелитов в нижней части разреза к алевролитам в средней части, а также палеонтологические данные [2], указывающие, формально, на смену проксимальных (прибрежных) шельфовых обстановок дистальными (внешний шельф). В обломочной части осадков отсутствуют минералогические признаки дальней транспортировки зерен и привноса чужеродного материала из континентальной части, а также следы кривой слоистости, связанные с волноприбойными процессами.

Для цирконов из вулканогенных пород мельничной и шипуновской свит были проведены U-Pb изотопно-геохронологические исследования методом LA-ICP-MS на приборе Element XR (ThermoScientific) с LA-системой UP-213 (NewWaveResearch, АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик – Д.В. Семенова). CL-изображения цирконов получены в ЦКП МИИ СО РАН на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430VP (Leo Electron Microscopy Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd), аналитик – А.Т. Титов. Полученные значения конкордантного возраста в ~390 и 380 млн лет соответствуют ранее определенному возрасту риолитов мельнично-сосновского вулканического комплекса [3].

Лавы риолитов мельничной и сосновской свит обладают аномальными составами: SiO<sub>2</sub> (75–86 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8.30–12.50 мас. %), K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O (2.7–9.3 мас. %), ASI (1.05–5.60), Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O (0.02–39.60), за счет ярко выраженных альбитизации, калишпатизации и окремнения под действием гидротермальных флюидов. Отношения немобильных элементов, использованные для классификации измененных пород, характеризуют их как риолиты «нормального» типа, с переходными геохимическими характеристиками между таковыми островодужных и внутриплитных обстановок (сумма Zr, Nb, Y и Ce=119–408 ppm, Zr=52–378 ppm, Zn=9–187 ppm, Ga/Al=0.5–3.5). Эти характеристики напоминают таковые риолитов рифтогенных зон энсиалических островодужных систем, например из трога Окинава и рифта Куроко тыловых частей островной дуги Рюкю и на северо-западе Японии [5, 6] соответственно.

Лавы миндалекаменных андезибазальтов шипуновской свиты согласно наращивают разрез с риолитами сосновской свиты, но предшествуют живет-франским базальтам с геохимическими характеристиками BABB [7]. Андезибазальты формально принадлежат к толеитовой серии (SiO<sub>2</sub>=52–57 мас. %, FeO\*/MgO=1.3–2.7, La/Yb<sub>n</sub>=1.8–2.3, Zr/Y=2.0–3.5), имея средние значения

индекса  $Mg\#$  (39–58),  $TiO_2$  (0.9–1.3 мас. %) и  $Al_2O_3$  (16.6–18.2 мас. %), с широкими вариациями  $K_2O$  (0.1–7.3 мас. %) за счет вторичных изменений. Горные породы характеризуются слабоположительными спектрами REEs ( $La/Sm_n=1.5–1.6$ ,  $Gd/Yb_n=1.2–1.4$ ) и мультиэлементными спектрами с типичным для островодужных магм преобладанием LILE (Rb, K, Ba, Sr) над HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) и выраженной Nb (Ta) аномалией. Тем не менее характер геохимических спектров, а также значения индикаторных отношений ( $Nb/Yb=2.7–4.7$ ,  $Nb/Th_{pm}=0.18–0.33$ ,  $Nb/La_{pm}=0.24–0.33$ ) сопоставимы с таковыми некоторых базальтов как фронтальных частей островных дуг, так и задуговых бассейнов, например тех же дуги Рюкю и трога Окинава [8]. В последнем случае формирование базальтов связывают с миграцией вулканического фронта и современными процессами рифтогенеза, не дошедшими до стадии задугового спрединга. Учитывая геологическую позицию бимодального вулканизма северо-западного Рудного Алтая и данные о прогрессирующем погружении территории, можно предположить рифтогенную обстановку формирования этих базальтов, вероятно, в области, переходной между островной дугой и задуговым бассейном. Геодинамическая модель этого временного отрезка, согласно теории развития конвергентных обстановок западно-тихоокеанского типа, в общем смысле, соответствует откату субдуцирующей плиты [7].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00024).

- [1] Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р. и др. 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] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Алтайская. Лист М-44-XI (Змеиногорск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.
- [3] Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N., Safonova I.Y., Sun M., Komiya T., Wong J., Aoki S. et al. Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 312–338.
- [4] Нарыжнова А.В., Куйбида М.Л., Мурзина Т.Н., Яковлев В.А., Михеев Е.И. Условия образования мельнично-сосновского вулканического комплекса (Рудный Алтай) // Строение литосферы и геодинамика: XXIX Всероссийская молодежная конференция. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. С. 191–193.
- [5] Yamada R., Yoshida T., Kimura J.I. Chemical and Isotopic Characteristics of the Kuroko-Forming Volcanism // Resource Geology. 2012. V. 62. № 4. С. 369–383.
- [6] Yamasaki T. The role of bimodal magmatism in seafloor massive sulfide (SMS) ore-forming systems at the middle Okinawa Trough, Japan // Ocean Science Journal. 2018. V. 53. № 2. С. 413–436.
- [7] Куйбида М.Л. Базальтовый вулканизм системы островная дуга – задуговый бассейн (Алтайская активная окраина) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 108–120.
- [8] Li X. et al. Petrogenesis of basalt from the middle Okinawa Trough: New insights from olivine-hosted melt inclusions // Geological Journal. 2018. V. 53. №. 6. С. 3129–3146.



## ЧАУСТИНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ

А.В. Куликова<sup>1,2</sup>, Е.С. Рубанова<sup>1</sup>, М.М. Буслов<sup>1</sup>, А.В. Травин<sup>1</sup>, Д.В. Семенова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

<sup>2</sup> Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет, Ak\_Cool@mail.ru

На Горном Алтае широко проявлены позднепалеозойские сдвиги северо-восточного простираения и ассоциирующие с ними надвиги [1]. В строении позднепалеозойских покровов участвуют фрагменты венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги Сибирского континента, включающей аккреционные клинья Бийско-Катунской, Курайской и Каимской зон. Они выведены на поверхность из-под мощного (до многих километров) чехла ордовик-девонских образований Ануйско-Чуйской зоны.

Чаустинский метаморфический комплекс находится в Каимской зоне Катунского аккреционного клина, которая состоит из серии тектонических пластин, представленных позднекембрийскими турбидитами, фрагментами венд-кембрийских офиолитов и палеоокеанического острова, метаморфическими породами. В состав палеоокеанического острова включаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы каимской свиты, которые рассматриваются, соответственно, как образования основного магматического тела и склоновых фаций [2]. Широко развитые в регионе поздневендско-раннекембрийские карбонатные породы, частично превращенные в доломиты и графитсодержащие мраморы, рассматриваются в качестве карбонатной «шапки» палеоокеанических островов [1–3].

Породы Чаустинского комплекса формируют протяженное до многих километров и невыдержанное по мощности до многих сотен метров дугообразное тело на левобережье р. Катунь. Они представлены амфиболитами и гранатовыми амфиболитами, кристаллосланцами с кианит-гранат-ставролит-силлиманит-биотитовым парагенезисом, слюдяными сланцами и гнейсами, а также кварцитами, графитсодержащими силикатными кальцитовыми и доломитовыми мраморами [4, 5].

Метабазитовые породы формируют линзообразные тела среди кристаллосланцев. По результатам геохимических исследований выявлено, что протолитом для них служили базальты типа N-MORB, реже E-MORB. Изучение амфиболов из амфиболитов и гранатовых амфиболитов показало, что они относятся к ферро-чермакиту и чермакиту. Анализ гранатов свидетельствует о том, что в их составе преобладает альмандин (72–82 %), содержание миналов гроссуляра и пирропа 9–13 % и 11–17 % соответственно. Гранаты имеют зональное строение с падением спесартинового компонента и ростом пирропового к краю зерна, что может свидетельствовать о его росте на прогрессивном этапе метаморфизма. Расчет параметров метаморфизма по гранат-плагиоклазовому геобарометру в гнейсах соответствует  $P=8-10$  кбар и  $T=550-600$  °C [4]. По амфиболу из метабазальтов (гранатовых амфиболитов) получен Ar-Ag возраст  $522\pm 5$  млн лет. Ar-Ag возраст биотита из метапелитов (гранат-ставролит-биотит-мусковитового кристаллического сланца) составляет  $489\pm 6$  млн лет. U-Pb возраст цирконов из этого образца по верхнему пересечению с дискордией составляет  $633\pm 97$  млн лет. Из метапелитов (гранат-слюдяных и слюдяных сланцев) был выделен мусковит, Ar-Ag возраст которого составляет  $498\pm 4$  млн лет и  $499\pm 5$  млн лет соответственно.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что породы Чаустинского метаморфического комплекса представляют полиметаморфический комплекс, который образовался при погружении базальтов океанического дна и осадочных пород (вероятно, глубоководного желоба и океанического дна) в зону субдукции и дальнейшей эксгумации в результате вхождения в зону субдукции Каимского палеосимаунта. Полученный Ar-Ag возраст амфибола 522 млн лет (ранний кембрий), вероятно, отражает субдукцию и последующую эксгумацию пород. Этот возраст хорошо коррелируется с последним этапом, выделенным по метаморфическим породам Курайского аккреционного клина, а также с возрастом «карбонатной шапки» Каимского

палеосимаунта (верхний венд – ранний кембрий) [3]. Возраст слюды со значениями в  $489\pm 6$ ,  $498\pm 4$  и  $499\pm 5$  млн лет, по-видимому, отражает продолжающиеся аккреционно-коллизийные процессы в палеосубдукционной зоне Кузнецко-Алтайской островной дуги.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и проекта РНФ (22-17-00038).

- [1] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А. и др. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.
- [2] Зыбин В.А. Петротип Каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012. 115 с.
- [3] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381–1403.
- [4] Каргополов С.А., Маликова О.Ю., Владимиров А.Г. и др. Метаморфический комплекс в обрамлении Белокурихинского гранитного массива // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области: Сборник материалов научно-практической конференции. Новокузнецк, 1995. С. 228–230.
- [5] Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 (Горно-Алтайск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.



## АМУДЖИКАНСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

А.М. Ларин<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>1</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>1</sup>, В.П. Ковач<sup>1</sup>,  
В.М. Саватенков<sup>1</sup>, С.Д. Великославинский<sup>1</sup>, А.А. Сорокин<sup>2</sup>,  
Н.Г. Ризванова<sup>1</sup>, Н.А. Сергеева<sup>1</sup>, Н.Ю. Загорная<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, larin7250@mail.ru

<sup>2</sup> Благовещенск, Институт геологии и природных ресурсов СО РАН, sorokin@ascnet.ru

Гранитоиды амуджиканского комплекса достаточно широко развиты в пределах Западно-Станового супертеррейна (ЗСС) Центрально-Азиатского складчатого пояса. Характерной и отличительной особенностью этих гранитоидов являются маргинационные текстуры, а также присутствие порфировых выделений дымчатого кварца дипирамидальной формы. Постоянно наблюдается неравновесность состава вкрапленников и основной массы, обогащенной темноцветными минералами. Все эти текстурные и петрографические особенности характерны для типичных гранитов рапакиви древних платформ. Возраст гранитоидов амуджиканского комплекса, согласно современным геохронологическим данным, варьируется в достаточно широком диапазоне – от 160 и до 125 млн лет.

Авторов заинтересовали рапакивиподобные гранитоиды Хайктинского массива амуджиканского комплекса и ассоциирующие вулканиты укурейской свиты, развитые в Урканском и Уруша-Ольдойском тектонических блоках восточной части ЗСС. Кроме того, особый интерес вызвали граниты амананского комплекса, расположенные севернее, в Тунгиро-Олекминском тектоническом блоке. С гранитоидами амуджиканского комплекса их сближает схожесть как по минералого-петрографическим, так и по структурно-текстурным характеристикам, но отличает более древний, позднепалеозойский, возраст [1].

Были проведены комплексные геологические, геохимические, геохронологические (U-Pb метод по циркону, ID TIMS) и изотопно-геохимические (Nd, Sr, Pb) исследования этих гранитоидов и ассоциирующих вулканитов для решения таких вопросов, как: (1) определение возрастов пород этих комплексов с целью установления их когенетичности, (2) установление принадлежности их к Становому вулканоплутоническому поясу и, соответственно, решение вопроса о тектоническом положении этой магматической ассоциации, (3) определение условий их формирования и идентификация возможных источников, (4) оценка геодинамической обстановки формирования ассоциации. Последнее является необходимым условием для разработки непротиворечивой модели эволюции позднемезозойского магматизма в истории геологического развития южного обрамления Сибирского кратона.

В результате проведенных исследований было установлено следующее.

1. Магматические породы амуджиканского и амананского комплексов и вулканиты укурейской свиты восточной части ЗСС имеют близкие минералого-петрографические и геохимические характеристики и могут быть классифицированы как высококальциевые адакиты С-типа. Они образуют единую амуджиканскую вулканоплутоническую ассоциацию, сформированную в возрастном интервале  $133 \pm 1 - 128 \pm 1$  млн лет. Важным обстоятельством является присутствие в западной части ЗСС близких по составу и структурно-текстурным особенностям гранитоидов, также относимых к амуджиканскому комплексу, но для которых установлен более древний возраст формирования – 162–158 млн лет [2, 3]. Подобная диахронность амуджиканского комплекса, вероятно, обусловлена повторяемостью геодинамических обстановок позднемезозойского магматизма в разных частях супертеррейна – поздняя юра в западной его части и ранний мел в восточной.

2. Формирование исходных магм пород амуджиканской вулканоплутонической ассоциации происходило в результате мантийно-корового взаимодействия, при смешении первичных базитовых мантийных магм или их производных и вторичных анатектических расплавов, возникших в результате парциального плавления вещества континентальной коры ЗСС. Коровый компонент ( $\epsilon_{Nd}(t) < -11.3$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr(t) > 0.7083$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.063-18.214$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.504-15.552$  и  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.177-38.413$ ) в составе источника имеет гетерогенную природу и длительную историю формирования и был окончательно сформирован в результате раннемелового коллизионного события, обусловленного столкновением континентальных масс Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов [4–6]. Для него типичны верхнекоровые изотопные параметры – повышенные Rb/Sr и U/Pb отношения и пониженное Sm/Nd отношение в источнике. Коровый источник генерирует магмы с геохимическими особенностями гранитов адакитового типа, для которых характерно относительное обогащение Rb, Pb, Th и обеднение Y, HREE и Zr. Мантийное вещество ( $\epsilon_{Nd}(t) > -5.6$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr(t) < 0.7075$ ) представлено обогащенной литосферной мантией Центрально-Азиатского складчатого пояса, формирование которой связано с субдукционными процессами на стадии закрытия Монголо-Охотского палеоокеана [7], в ходе которых происходило метасоматическое преобразование мантии с привнесом в нее расплавов и флюидов, несущих изотопные параметры, отвечающих источнику ЕМII-типа или верхней коры. Представители мантийного источника – мафические породы шошонитового типа – отличаются от гранитов, представляющих коровый источник, обогащением Sr, Ba, P, Zr, HREE и Y.

3. Наиболее вероятной представляется геодинамическая модель формирования амуджиканской магматической ассоциации в постколлизионной обстановке, в условиях коллапса ранее сформированных орогенических сооружений. При этом в результате деламинации нижней части континентальной литосферы происходил апвеллинг астеносферной мантии, приводивший к выплавлению базитовых расплавов шошонитового типа из метасоматизированной литосферной мантии и анатектических коровых расплавов адакитового типа.

4. Амуджиканская магматическая ассоциация хорошо вписывается в структуру Станового постколлизионного вулканоплутонического пояса, дополняя картину его латеральной возрастной и вещественной зональности. Формирование Станового пояса связано с закрытием Монголо-Охотского океана. Окончательное закрытие восточного сегмента этого океана привело к жесткому столкновению континентальных масс Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов на рубеже ~140 млн лет, вызвавшему переутолщение континентальной коры и, как следствие, – высокоградный региональный метаморфизм, коровое плавление и гранитообразование [5]. Последующий коллапс коллизионного орогена, сопровождавшийся крупномасштабным литосферным растяжением, деламинация нижней части континентальной литосферы и апвеллинг астеносферной мантии привели к интенсивному постколлизионному магматизму и формированию Станового вулканоплутонического пояса, простирающегося субпараллельно Монголо-Охотской суртурной зоне более чем на 1000 км и сшивающего тектонические структуры Западно-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов. Этот магматизм имеет явную тенденцию к омоложению в направлении из внутренних частей континента к Палеопацифике, от 133–128 до 116–110 млн лет. В этом же направлении происходит закономерная смена состава магматизма Станового пояса с умеренно-щелочного шошонит-адакитового на известково-щелочной магматизм адакитового типа. Эта зональность, скорее всего, подтверждает представления о закрытии Монголо-Охотского океанического бассейна «по типу ножниц» с запада на восток [8]. Выявленная диахронность формирования амуджиканского комплекса, возможно, является косвенным подтверждением этой модели.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00191, <https://rscf.ru/project/22-27-00191/>.

- [1] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Дальневосточная. Масштаб 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 448 с.
- [2] Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Лебедев В.А., Ларионова Ю.О., Зорина Л.Д. Возраст гранодиорит-порфиров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 1. С. 3–18.
- [3] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Олѣкминская. Масштаб 1:200000. Лист N-50-XXXII (Вершино-Дарасунский): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2019. 139 с.
- [4] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Анисимова И.В. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Доклады РАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 222–226.

- [5] Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Овчинникова Г.В., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, тектоническое положение и источники // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 463–485.
- [6] Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // Доклады РАН. 2014. Т. 456. № 4. С. 451–456.
- [7] Кузнецов М.В., Саватенков В.М., Шпакович Л.В., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. Эволюция источников магматизма Восточно-Монгольской вулканической области: по данным геохимических и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 457–479.
- [8] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.





## U-Pb ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПЕСЧАНИКОВ КЕБЕКТИНСКОЙ СЕРИИ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

И.В. Латышева<sup>1</sup>, А.В. Шацлло<sup>2</sup>, И.В. Федюкин<sup>2</sup>, Д.В. Рудько<sup>3</sup>,  
Т.В. Романюк<sup>2</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>, А.С. Новикова<sup>1</sup>, А.С. Дубенский<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, irkalatysheva@gmail.com

<sup>2</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

<sup>3</sup> Jerusalem, Israel, The Institute of Earth Sciences, The Hebrew University of Jerusalem

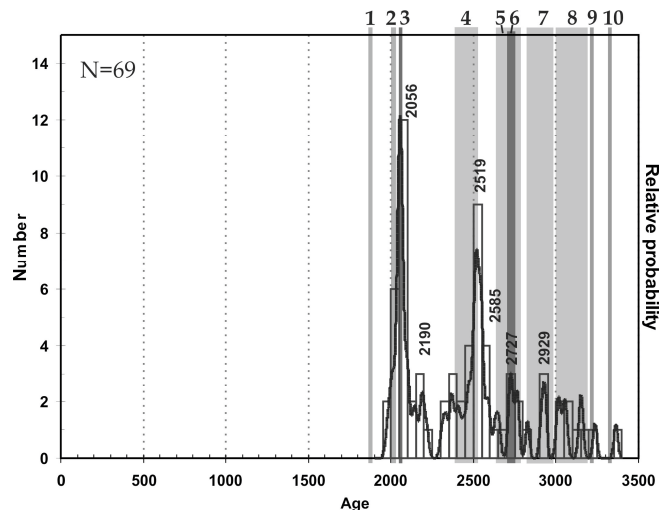
В западной части Алданского щита находится несколько небольших (первые десятки километров) грабенов («грабен-синклиналей») – Угуйский, Олдонгсинский, Нижнеханнинский, сложенных слабометаморфизованными комплексами протерозойского возраста. В пределах Угуйского грабена неметаморфизованные терригенные породы кебектинской серии с резким структурным и метаморфическим несогласием перекрывают породы архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента Сибирской платформы, а также образования чоруодинской, намсалинской и ханинской свит угуйской (субганской) серии нижнего протерозоя [1], сопоставляемой с чинейской подсерией удоканской серии хребта Удокан [2, 4]. Сама кебектинская серия в разных работах считалась возрастным аналогом средней части удоканской серии (чинейская подсерия, нижний протерозой) [3], верхней части удоканской серии (кеменская подсерия, сакуканская свита) [2, 4], акитканской серии (верхняя часть нижнего протерозоя) [5], тепторгинской серии (нижний рифей) [4]. Можно полагать, что литологические особенности пород и изотопные значения  $\delta^{13}\text{C}$ , зафиксированные в прослоях доломитовых мергелей нижней части кебектинской серии и подстилающих мраморизованных доломитах намсалинской свиты [7], позволяют рассматривать разрезы Угуйского грабена как близкие по возрасту и геодинамической природе к разрезам группы Рэпитен Канады (717–662 млн лет [6]).

Авторами изучены зерна детритового циркона (dZr) из красноцветных среднезернистых аркозовых песчаников кебектинской серии. Проба отобрана из средней части разреза на правом берегу р. Угу (правый приток р. Токко) в 2.5 км выше устья (координаты: 58.067 N, 119.969 E). 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 проанализировано 121 зерно dZr, из них получено 69 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). Максимальный полученный возраст  $3363 \pm 12$  ( $D = -0.15\%$ ), минимальный –  $1981 \pm 14$  ( $D = 0.1\%$ ) млн лет. Рассчитанное по четырем минимальным возрастам средневзвешенное значение составляет  $2003 \pm 25$  млн лет ( $(1.2\%)$  95 % conf. MSWD = 1.4, probability = 0.24), условно этот возраст можно считать нижним пределом осадко-накопления. На КПВ выделяется шесть возрастных пиков (2056, 2190, 2519, 2585, 2727, 2929 млн лет), поддержанных тремя измерениями и больше, из них два ярких (2056, 2519 млн лет), поддержанных более чем десятью измерениями (рисунок).

В изученных зернах dZr содержание U варьируется от 29 до 1606 г/т; Th от 32 до 2207 г/т; величины Th/U от 0.12 до 3.14. Отметим, что 41 % всех анализов (50 зерен) показали  $\text{Th}/\text{U} > 1$  и 12 % (15 зерен) –  $\text{Th}/\text{U} > 1.5$ . Такие значения фиксируют обычно в цирконе из меланократовых (мафических) пород [8] и/или пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений [9]. В остальных изученных зернах dZr (71 анализ, 59 %) величины Th/U попали в пределы 0.1–1.0, статистически характерные для магматогенного циркона из кремнекислых и средних пород [10]. Какой-либо закономерности между возрастом зерен и величиной Th/U не наблюдается.

Почти половина зерен dZr имеет архейский возраст. Среди источников материала для песчаников кебектинской серии присутствовали породы, содержащие зерна dZr палеоархейского



### Гистограмма и кривая плотности вероятности, характеризующие распределение возрастов зерен детритового циркона.

Возраст магматогенно-метаморфических комплексов Алданского щита: 1 – гранитоиды кодарского комплекса ( $1876\pm 4 - 1859\pm 2$  млн лет [15]); 2 – протерозойские комплексы Западно-Алданского блока, в т.ч.: габбро унгринского комплекса ( $2037\pm 20$  млн лет), гранитоиды унгринского комплекса ( $2016\pm 5$  млн лет), гранитоиды тимптонского комплекса ( $2011\pm 3$  млн лет), метаандезиты федоровской толщи ( $2006\pm 3$ ) [12, 14] и ссылки в этих работах]; 3 – метаандезиты и метадациты балаганахского комплекса из зоны сочленения Чаро-Олёкминского и Западно-Алданского блоков ( $2055\pm 18 - 2051\pm 28$  млн лет [12]); 4 – граниты нелюкинского комплекса ( $2522\pm 2 - 2398\pm 4$  млн лет, [13]); 5 – граниты чародоканского комплекса ( $2642\pm 17; 2705\pm 6; 2781\pm 7$  млн лет, сводка в [12]); 6 – гранитогнейсы из зоны сочленения Чаро-Олёкминского и Западно-Алданского блоков ( $2751\pm 8 - 2738\pm 8$  млн лет [11]); 7 – возраст протолитов тоналит-трондьемитовых гнейсов олёкминского комплекса центральной части Чара-Олёкминского блока ( $2994\pm 3 - 2825\pm 3$  млн лет [12]); 8 – тоналит-трондьемитовые гнейсы Западно-Алданского блока ( $3184\pm 85 - 3005\pm 4$  [12]); 9 – тоналит-трондьемитовые гнейсы Чаро-Олёкминского блока ( $3212\pm 8$  млн лет, [11]); 10 – тоналит-трондьемитовые гнейсы Западно-Алданского блока ( $3335\pm 3 - 3328\pm 4$  млн лет [11]).

возраста – об этом свидетельствуют единичные анализы ( $3237\pm 12$  и  $3363\pm 12$  млн лет). Сейчас выходы тоналит-трондьемитовых гнейсов палеоархейского возраста известны в пределах Чаро-Олёкминского блока ( $3212\pm 8$  млн лет) и в Западно-Алданском блоке ( $3335\pm 3$  и  $3328\pm 4$  млн лет) [11]. В пределах этих блоков также известны тоналит-трондьемитовые комплексы с возрастом около 2800–3200 млн лет (сводка в [12]). Возраст зерен dZr около 2700 млн лет может быть сопоставлен с возрастом гранитоидов чародоканского комплекса [12], развитых в пределах Чаро-Олёкминского блока в непосредственной близости от изученного авторами объекта. Близкие значения возраста были также получены для гранитогнейсов из зоны сочленения Чаро-Олёкминского и Западно-Алданского блоков ( $2751\pm 8 - 2738\pm 8$  млн лет [11]).

Наибольшее количество зерен попадает в возрастные группы 2312–2654 (26 зерен) и 1981–2215 млн лет (26 зерен). Яркий пик с возрастом 2519 млн лет близок к возрасту гранитоидов нелюкинского комплекса ( $2522\pm 2 - 2398\pm 4$  млн лет [13]), приуроченных к зоне сочленения Чаро-Олёкминского и Западно-Алданского блоков.

Самый молодой пик на диаграмме КПВ (2056 млн лет) может быть сопоставлен с метавулканитами балаганахского комплекса из зоны сочленения Чаро-Олёкминского и Западно-Алданского блоков ( $2055\pm 18 - 2051\pm 28$ , сводка в [12]). Также в пределах Западно-Алданского блока известны магматические и метаосадочные толщи протерозойского возраста ([12, 14] и ссылки в этих работах): унгринский комплекс (габбро  $2037\pm 20$ , гранитоиды  $2016\pm 5$ ), тимптонский комплекс (гранитоиды  $2011\pm 3$ ), федоровская толща (метаандезиты  $2006\pm 3$ ), которые могли послужить источниками для зерен dZr с возрастом около 2000–2050 млн лет.

Отдельно нужно отметить, что зерна dZr с возрастом гранитов кодарского комплекса ( $1876\pm 4 - 1859\pm 2$  млн лет [15]), широко развитых в западной части Алданского щита к югу от Угуйского грабена, в изученных песчаниках отсутствуют.

Таким образом, можно заключить, что наиболее вероятными источниками обломочного материала для песчаников кебектинской серии могли быть комплексы протерозойского и архейского возраста, слагающие восточную часть Чаро-Олёкминского блока, Западно-Алданский блок

и зону их сочленения, находящиеся в современных координатах к востоку от Угуйского грабена. Учитывая полученные оценки возраста седиментации кебектинской серии (неопротерозой), отсутствие в ней популяций dZr с позднепалеопротерозойским (1.8–1.9 млрд лет) возрастом можно объяснить тем, что потенциальные источники такого возраста располагаются к югу и западу (в современных координатах) от Угуйского грабена, т.е. не могли служить источниками сноса.

Исследования проведены в соответствии с темами госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

- [1] *Геологическая карта СССР*. Масштаб: 1:200000. Лист О-50-24. 1974.
- [2] *Реутов Л.М., Ляхницкий В.В.* Нижнепротерозойские образования Олёкмо-Токкинского водораздела // Геология докембрия Алданского щита. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1968. Вып. 18. С. 93–104.
- [3] *Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л.* Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 236 с.
- [4] *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области: Стратиграфия. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.
- [5] *Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.
- [6] *Halverson G.P., Dudas F.O., Maloof A.C., Bowring S.A.* Evolution of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of Neoproterozoic seawater // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. V. 256. P. 103–129.
- [7] *Латышева И.В., Шаццло А.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В.* Базальные горизонты кебектинской серии Угуйского грабена: проблема происхождения и возраста // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. Вып. 16. С. 159–162.
- [8] *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.
- [9] *Rubatto D.* Zircon: The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2017. V. 83. P. 261–296.
- [10] *Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M. et al.* Zircon Th/U Ratios in Magmatic Environments. *Lithos*. 2015. V. 121–125. P. 397–414.
- [11] *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.
- [12] *Kovach V., Adamskaya E., Kotov A. et al.* Age of provenance for the Palaeoproterozoic Kemen Group, Udo-kan Complex: Newly recognized Palaeoproterozoic crust-forming event in the western Aldan Shield, Siberian Craton // *Precambrian Research*. 2023. V. 396. 107158.
- [13] *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др.* Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулит-гнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67.
- [14] *Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Research*. 2020. V. 348. 105869.
- [15] *Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др.* Граниты рапакиви кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 4. С. 339–364.



## МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ ПО НОВЫМ ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ ДЛЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

И.Е. Лебедев

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, lebedev232@ya.ru

Генерально в тектоническом строении северо-востока Евразии выделяются Верхояно-Чукотская (ВЧСО) и Корякско-Камчатская складчатые области [1], причем большинством геологов принимается, что становление первой завершилось к началу позднего мела в результате последовательной аккреции к Евразии Колымо-Омолонского, Чукотского и других террейнов (например [1, 2]). Затем ВЧСО перекрывается Охотско-Чукотским вулканическим поясом (ОЧВП), который перекрывает почти всю его восточную часть. Вулканические породы ОЧВП, в свою очередь, имеют кайнотипный облик и практически не деформированы, что также подтверждает утверждение об отсутствии значительных тектонических движений к началу формирования ОЧВП. Между тем на сегодняшний день северо-восток Евразии является местом сочленения как минимум трех крупных литосферных плит: Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской, а также нескольких малых: Берингоморской, Охотоморской и др. (например [3]). Местоположение, амплитуда смещений и время жизни границ между вышеуказанными плитами в геологическом прошлом описываются поверхностно (например [3, 4]). Ограничения на кинематику плит в прошлом может дать палеомагнитный метод. Существующие немногочисленные работы [5, 6] указывают на наличие значительных постпозднемиловых движений всей Верхояно-Чукотской складчатой области в южном направлении на значительные расстояния (до 1000 км). Несмотря на имеющиеся предпосылки в виде сочленения множества плит, столь масштабные смещения явно противоречат существующим геологическим моделям развития северо-востока Евразии. Решение данной неувязки и является основной задачей данной работы. Решить ее могут максимально надежные палеомагнитные полюсы, полученные для комплексов, слагающих разные части обширной ВЧСО.

Такие данные были получены для трех объектов, расположенных в разных сегментах ОЧВП и, соответственно, в разных частях ВЧСО. Для всех из них были получены надежные временные рамки современными прецизионными изотопными методами ( $Ar^{40}/Ar^{39}$  по монофракциям и U-Pb по циркону). Первый объект «Купол» расположен на Западной Чукотке в непосредственной близости от одноименного месторождения. Изученные 82 сайта, слагающие семь разрезов, отобраны преимущественно из так называемых двупироксеновых андезибазальтов, возраст которых определен как 88–84 млн лет. Разрезы относятся ко второму объекту – «Ола», расположенному в Примагаданье. Два отобранных разреза (90 сайтов) взяты на Ольском и Хетском плато, которые сложены «Верхними базальтами», венчающими разрез ОЧВП. Возраст базальтов зажат достаточно узкими рамками 80–77 млн лет [7]. Самый молодой объект «Валунистое» расположен на Центральной Чукотке. Как и «Ола», эти пять разрезов (76 сайтов) преимущественно отобраны из «Верхних базальтов». Тем не менее новые изотопные данные указывают на более позднее их формирование – 76–68 млн лет. В тектоническом плане сегодня «Купол» относится к Северо-Американской плите, Валунистое – к границе Северо-Американской и малой Берингоморской, а «Ола» – к северной части Охотоморской плиты.

На всех изученных образцах были проведены стандартные палеомагнитные процедуры, а также группирование вулканических пульсов. Первичность выделяемой характеристической компоненты для разных объектов поддерживается положительными тестами складки или контакта, а также микрозондово-микроскопическими исследованиями. Для каждого из объектов были рассчитаны палеомагнитные полюсы, которые соответствуют разным частям ВЧСО.

Для дальнейших тектонических выводов полученные новые палеомагнитные полюсы необходимо с чем-то сравнить. Классическая методика подразумевает сравнение с существующими траекториями кажущейся миграции полюсов (ТКМП) для крупных соседних тектоничес-

ких плит. Таковыми представляются Северо-Американская и Евразийская. Однако при детальном рассмотрении необходимых ТКМП (например [8]) нельзя не отметить скудность или невысокую надежность имеющихся палеомагнитных полюсов на интересующий нас период времени (поздний мел). Этот факт непосредственно влияет на надежность соответствующего участка ТКМП, поэтому для наших дальнейших сравнений также были добавлены референтных полюсы, рассчитанные из существующих абсолютных реконструкций [9]. Они строятся без использования потенциально «плохих» палеомагнитных полюсов, однако обладают другими труднооценимыми погрешностями, например неучитываемыми погрешностями эйлеровых полюсов, используемых в цепочке относительных движений плит, или сложностью в определении абсолютных движений [10]. Так или иначе в данной работе для последующих сравнений из всего набора существующих ТКМП оставлена кривая Торсвика через GAPWP [8] и расчетные палеомагнитные полюсы из реконструкций Мюллера [9].

При строгом сравнении нового палеомагнитного полюса по «Куполу» с референтными статистической значимой разницы не наблюдается, что указывает на отсутствие значительных тектонических движений «Купола» относительно основной части Северо-Американского континента, а также Евразии как минимум с 86 млн лет назад. Палеомагнитные данные с Валунистого поддерживают существование Берингоморской малой плиты и ее кинематику относительно крупных соседей, предложенную в [4]. Палеошироты, полученные для «Олы», указывают на смещение объекта в северном направлении. Объяснить это можно было бы движением Охотоморской плиты относительно Евразии и Северной Америки. Однако данные сеймотектоники и космической геодезии указывают на то, что сегодня Охотоморская плита «выдавливается» этими соседями в южном направлении (например [3]). Чтобы согласовать кинематику, наблюдаемую по нашим палеомагнитным данным с наблюдаемой сегодня, можно предложить следующую модель. Охотоморская малая плита после формирования Ольских вулканитов (78 млн лет назад) двигалась в северном направлении. Такую кинематику поддерживают работы (например [11]), описывающие левосдвиговый характер западной границы Охотоморской плиты, который наблюдается на Сихотэ-Алине и о. Сахалин. Затем, возможно в четвертичное время, относительное движение сменяется на южное, наблюдаемое сегодня, причем за 78 млн лет, прошедших с формирования Ольских базальтов, общий вектор относительного смещения остается в северном направлении.

Исследование выполнено при поддержке РФФ, проект № 23-17-000112, в рамках госзадания ИФЗ РАН.

- [1] Соколов С.Д. Очерк Тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- [2] Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., Brumley K., Coakley B.J. et al. Circum-Arctic Lithosphere Evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska – Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia Basin of the Arctic // Geological Society, London, Special Publications. 2018. V. 460. № 1. P. 57–120.
- [3] Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С., Аишурков С.В., Мельникова В.И., Середкина А.И. Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений северо-востока Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 737–768.
- [4] Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Koz'min B.M., Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // Geology. 1997. V. 25. № 11. P. 979–982.
- [5] Stone D.B., Layer P.W., Raikovich M.I. Age and paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) near Lake El'gygytyn, Chukotka, Russia // Stephan Mueller Special Publication Series. 2009. V. 4. P. 243–260.
- [6] Otofujii Y., Zaman H., Shogaki G., Seki H., Polin V.F., Miura D., Ahn H.-S., Ivanov Y. et al. Paleomagnetism of the Late Cretaceous ignimbrite from the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt, Kolyma-Omolon Composite Terrane: Tectonic implications // Journal of Geodynamics. 2015. V. 91. P. 1–12.
- [7] Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
- [8] Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B. et al. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. V. 114. № 3–4. P. 325–368.
- [9] Müller R.D., Zahirovic S., Williams S.E., Cannon J., Seton M. et al. A Global Plate Model Including Lithospheric Deformation Along Major Rifts and Orogens Since the Triassic // Tectonics. 2019. V. 38. P. 1884–1907.
- [10] Tetley M.G., Williams S.E., Gurnis M., Flament N., Müller R.D. Constraining Absolute Plate Motions Since the Triassic // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2019. V. 124. № 7. P. 7231–7258.
- [11] Yang Y.-T. An unrecognized major collision of the Okhotomorsk Block with East Asia during the Late Cretaceous, constraints on the plate reorganization of the Northwest Pacific // Earth-Science Reviews. 2013. V. 126. P. 96–115.



## ФЛИШ ЮЖНО-ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ) И ВНУТРЕННИХ КАРПАТ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИКИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru

Постановка доклада связана с несколькими обстоятельствами. (1) Сравнительно-геологический анализ – одно из мощных средств познания строения и эволюции земной коры, однако этому направлению внимания уделяется явно недостаточно. (2) Изучение осадочных бассейнов – одно из приоритетных направлений геологии, поскольку строение и вещественное выполнение отрицательных структур является основным источником знаний о геологической эволюции корового слоя платформ и подвижных поясов. (3) Важным аспектом при этом является сравнительный анализ и корреляция разновозрастных и разобщенных территориально бассейновых структур, однако работы такого рода являются скорее исключением [1, 3], чем правилом.

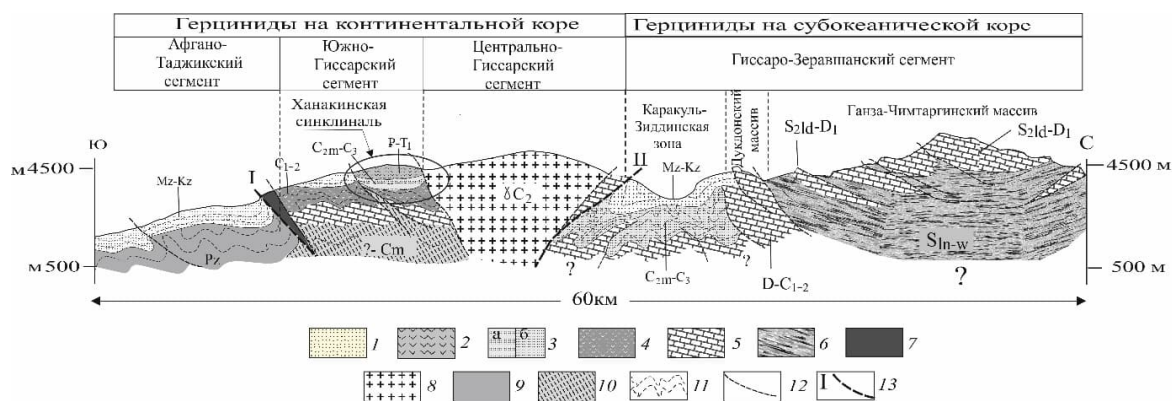
В докладе изложены результаты сравнительного анализа верхнекаменноугольного флиша Ханакинской синклинали (Южный Тянь-Шань) и верхнеэоценового флиша синклинали Подгале (Внутренние Карпаты), которые были объектами исследования автора доклада. Сравнительный анализ сходных, но различных по времени и месту образования геологических объектов позволил установить региональные характеристики геологического развития упомянутых флишевых комплексов, а также выявить общие особенности геодинамической эволюции исследуемых объектов, независимые от времени их формирования и региональной принадлежности.

Образование флиша приурочено к этапу финальных тектонических тангенциальных движений, которые приводят к редукции морских бассейнов, формированию покровно-складчатой структуры подвижных зон, в том числе и интенсивной деформации флишевых отложений, и по времени предшествует орогенезу и накоплению моласс. Мубаракский и подгальский флиш, обладая чертами строения, которые роднят их между собой, в то же время отличаются по ряду параметров от типичных флишевых отложений. В отличие от классического флиша, мубаракский и подгальский флиш выполняют пологие синклинали, к тому же отложения флиша практически не деформированы. И тот, и другой флиш занимают сходную тектоническую позицию, которая значительно отличается от позиции, обычно занимаемой флишевыми бассейнами; в обоих случаях флиш сформирован в бассейнах, расположенных на квазиплатформенном основании внутренних (срединных) массивов, соответственно, герцинского и альпийского подвижных поясов.

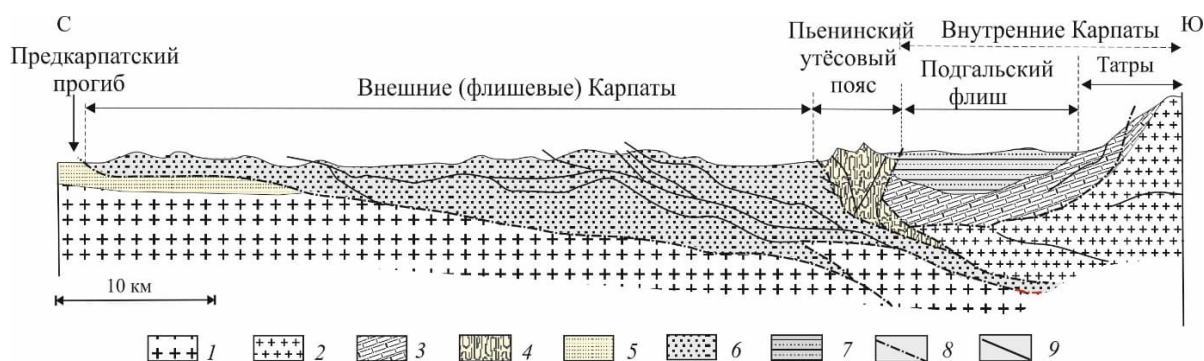
Мубаракский флиш расположен в Южно-Гиссарской зоне, герцинский тектогенез в которой проявился в области континентальной коры эпибайкальского Афгано-Таджикского массива (микроконтинента) и совершенно не дислоцирован. Одновозрастный флиш более северных (субокеанических) зон Тянь-Шаня интенсивно дислоцирован: формирует надвиги и тектонические покровы (рис. 1), имеет напряженную складчатую структуру, местами превращен в осадочный меланж. Разделом между Южно-Гиссарским и Гиссаро-Зеравшанским флишевыми бассейнами служила зона относительных поднятий, которая в современной структуре соответствует зоне Северо-Гиссарского разлома и выходам гранитов Гиссарского батолита (рис. 1).

Подгальский флиш, как и мубаракский, также расположен на складчатом относительно консолидированном квазиплатформенном основании. Он (флиш) залегает на структурах Татранского массива, который является составным элементом Внутренних Карпат (рис. 2), – в зоне, испытавшей основную складчатость в промежутке между поздним сеноном и средним эоценом, т. е. значительно раньше, чем произошли складчатые движения в зоне Внешних флишевых Карпат. В последующий период территория Внутренних Карпат не была затронута складкообразовательными процессами, о чем свидетельствует, в частности, практически ненарушенное залегание отложений Подгальской котловины. При этом одновозрастные отложения магурского флиша,

расположенные севернее Пьенинского пояса, участвуют в сложной покровно-складчатой структуре Внешних Карпат. Разделом между магурским и подгальским флишевыми бассейнами являлась зона Пьенинских утесов, представляющая собой в то время систему поднятий (рис. 2), – ситуация, сходная с таковой на Южном Тянь-Шане. Нужно отметить также значительное несоответствие времени становления фундамента мубаракского и подгальского флишевых прогибов со временем консолидации остальной территории Южного Тянь-Шаня (мубаракский флиш) и Карпатского подвижного пояса (подгальский флиш). В пределах Южного Гиссара складчато-метаморфический фундамент был сформирован в докембрии – раннем палеозое. Т.е. начало герцинской активизации – визейский век раннего карбона – в этой части Гиссаро-Алая значительно запаздывало относительно более северных территорий, в пределах которых уже в кембрии – раннем силуре существовали обширные пространства с корой субокеанического типа (Туркестанский палеоокеан). Во Внутренних Карпатах начало флишевого этапа также было смещено во времени относительно Внешних Карпат. Флиш Подгале начал формироваться только в конце среднего эоцена, тогда как в Карпатах Внешних флишевые отложения накапливаются с начала мелового периода.



**Рис. 1.** Профиль, отражающий положение Ханкинской синклинали в структуре герцинид Гиссаро-Алая (профиль составлен вдоль меридиана 68°65'). 1 – мезозойские и кайнозойские терригенно-карбонатные отложения; 2 – пермские вулканиты мафрачской и лючобской свиты, нерасчлененные; 3 – верхнекаменноугольный флиш: а – мубаракская свита (Южно-Гиссарская зона), б – майхуринская свита (Каракуль-Зиддинская зона); 4 – вулканогенно-осадочные отложения нижнего и среднего карбона; 5 – девонские и верхнесилурийские отложения; 6 – нижнесилурийские – ордовикские вулканогенно-осадочные породы, частично метаморфизованные в фации зеленых сланцев (ягнобский комплекс); 7 – базит-ультрабазитовый (офиолитовый) комплекс; 8 – граниты и гранодиориты Гиссарского батолита; 9 – палеозой нерасчлененный; 10 – докембрийские (?) и кембрийские кристаллические сланцы, филлиты, метапесчаники; 11 – условные структурные линии; 12 – разломы; 13 – граничные разломы: Южно-Гиссарский (I), Северо-Гиссарский (II).



**Рис. 2.** Профиль, отражающий положение синклинали Подгале в структуре Карпат (по [2, 4, 5]), схематизировано, с изменениями). Масштаб соблюден лишь в первом приближении. 1 – фундамент и осадочный чехол (нерасчлененные) Восточно-Европейской платформы; 2 – фундамент Внутренних Карпат; 3 – тектонические покровы Татр; 4 – Пьенинский утесовый пояс; 5 – Предкарпатский прогиб; 6 – флиш Внешних Карпат; 7 – подгальский флиш; 8 – главные межформационные разломы; 9 – прочие разломы.

Кроме того, мубаракский и подгальский флишевые бассейны просуществовали очень недолго (порядка 10–12 млн лет) в сравнении со временем «жизни» (~100–120 млн лет) классических зон накопления флиша. Учитывая связь флишевой седиментации с активным тектоническим режимом, можно констатировать, что периоды, связанные с горизонтальными подвижками, стимулирующими формирование флиша на территориях внутренних массивов, были чрезвычайно непродолжительны и соответствовали кратковременным всплескам тектонической активности (тектоническим фазам). Эти особенности геологии мубаракского и подгальского флиша позволяют сделать вывод о существовании особой разновидности отложений, которую можно обозначить как «финальный флиш тыловых (срединных) массивов подвижных поясов». Сходную позицию занимают также флишеобразия в пределах Дзирульского (Грузия) и Родопского (Болгария) массивов.

Сравнительный анализ позволил установить региональные характеристики геологического развития упомянутых флишевых комплексов, а также выявить общие межрегиональные особенности геологической эволюции герцинского и альпийского подвижных поясов и тектонических циклов.

Работа выполнена в рамках бюджетной темы FMMG-2023-0007 ФГБУН Геологического института РАН.

- [1] *Браташ В.И.* Новейший эпиплатформенный орогенез и определяющие его факторы на территории Средней и Восточной Азии. Главные Иранское, Индостанское и Гималайское направления новейшего тектогенеза // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Сб. 6. Душанбе: ДОНИШ, 1974. С. 3–11.
- [2] *Ксёнишевич М., Самсонович Я., Рюле Э.* Очерк геологии Польши / Ред. С.П. Максимов. М.: Недра, 1968. 310 с.
- [3] *Таджибеков М.* Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Фрунзе, 1986. 24 с.
- [4] *Książkiewicz M.* Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika. Cz.3. Karpaty. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne, 1972. 228 p.
- [5] *Golonka J., Krobicki M., Wąskowska A., Cieszkowski M., Ślaczka A.* Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians // Geological Magazine. 2015. V. 152. № 2. P. 269–286.





## ПОЗДНЕРИФЕЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ (вести с полей и не только)

Е.Ф. Летникова<sup>1</sup>, А.Г. Дорошкевич<sup>1</sup>, А.В. Иванов<sup>1</sup>, И.А. Избродин<sup>1</sup>, А.Э. Изох<sup>1</sup>,  
К.К. Колесов<sup>1</sup>, Д.А. Кошкарёв<sup>2</sup>, И.Р. Прокопьев<sup>1</sup>, И.В. Серов<sup>2</sup>, И.С. Шарыгин<sup>3</sup>,  
С.И. Школьник<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, eflight@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Мирный, АК «АЛРОСА» (ПАО)

<sup>3</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

В августе этого года специалисты двух академических институтов и ПАО «Алроса» провели совместные экспедиционные работы по изучению исследованных ранее в рамках гранта РНФ №19-17-00099 четырех палеовулканов в пределах Бирюсинского Присяянья – Марского, Кременьшетского, Тайшетского и Бирюсинского-II. Первый автор данного сообщения не смогла выделить вклад каждого из соавторов и привела их в алфавитном порядке, выражая свою признательность каждому и ценя заинтересованность в исследованиях и комплексный подход при изучении древних вулканических построек.

Впервые об активной вулканической деятельности в позднем докембрии Бирюсинского Присяянья детально было сказано в конце 60-х годов в геологическом отчете о поисковых работах на марганец в этом районе под руководством Е.Н. Бессолицина. На наличие вулканической постройки, по мнению авторов отчета, указывали остатки кальдерных образований и вулканических брекчий, игнимбриты щелочных порфиров, псефитовые туфы. Вулканы извергали базальтовые, трахитовые и кислые высококальциевые магмы с высокой степенью эксплозивности. Однако в дальнейшем эти материалы не получили развития и вулканогенно-осадочные отложения были включены в осадочную карагасскую серию, а присутствующие здесь долериты были отнесены к нерсинскому комплексу.

Спустя 50 лет авторами данного сообщения были получены минералогические, геохимические и геохронологические данные, свидетельствующие о проявлении позднерифейского эксплозивного вулканизма с участием высококальциевой пирокластики в Бирюсинском Присяянье. Обоснован субэвральный взрывной характер кальдерного высококальциевого базальт-трахит риолитового вулканизма Марского вулкана в междуречье рек Мара – Каменка – Уват Бирюсинского выступа. Минералогические и петрографические исследования позволили установить широкое распространение высококальциевой пирокластики, игнимбритов, трахибазальтов. Возраст высококальциевых вулканических пород определен на основе U-Th-Pb-датирования циркона – 640 млн лет. Lu-Hf-изотопная систематика цирконов указала на связь этого вулканизма с магмами мантийного генезиса. Состав и время образования изученных пород не позволяют соотносить их, как это считалось до наших исследований, с осадочными позднерифейскими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками карагасской серии и долеритами нерсинского интрузивного комплекса. Специфические минералогические-петрографические особенности позволяют использовать эти породы как региональный стратиграфический репер.

В пределах Марского вулканического поля изучены серые вулканические породы. На основе данных сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) установлено две разновидности этих пород. В первом случае это КППШ-трахит, где в общей сплошной массе КППШ встречаются крупные зерна пироксена, зональный фторапатит (в центральной части со Sr), циркон в сростании с ксенотимом, монацит, рутил с Nb, хлорит, повсеместно титаномагнетит со структурами распада. Есть первично-магматический доломит. Кварц в этой породе мелкий, содержание его невелико. Во втором случае это силикатно-карбонатная вулканическая порода. Общая масса представлена КППШ-кварц-карбонатной матрицей. Карбонаты образуют как обособления неправильной формы, так и кристаллы доломита ромбической формы в скрытокристаллической КППШ матрице. Среди аксессуарных минералов есть фторапатит (иногда с Cl), монацит, циркон с Hf и

Nb, магнетит, анатаз, монацит, единичные зерна хромита. Для существенно силикатной и карбонатно-силикатных частей в пределах одного образца характерны общие минералогические особенности. Повсеместно в пределах Марского вулканического поля высококалийевые вулканииты пространственно ассоциируют с трахидолеритами, ранее относимыми к дайкам нерсинского комплекса. В их составе преобладают клинопироксен и основной плагиоклаз, но есть и калиевый полевоый шпат с повышенными содержаниями Ва, а также биотит, что позволяет классифицировать их как трахибазальты или трахидолериты и связывать с высококалийевым трахитовым вулканизмом.

Дальнейшие исследования стали возможны только благодаря результатам, полученным советскими геологами в 60-х годах под руководством Е.Н. Бессолицина.

Другие разновидности вулканических пород можно увидеть при изучении эруптивной брекчии вулкана Бирюсинский-II (правый борт р. Бирюса, напротив устья р. Нерса). Здесь в коренных обнажениях присутствуют великолепные обнажения с кальдерами обрушения и эруптивными брекчиями. Матрикс вулканической брекчии представляет собой трахидолерит, сложенный плагиоклазом и амфиболитизированным клинопироксеном. В интерстициях отмечается КППШ. Акцессорные минералы: сфен, фторapatит (со Sr), циркон, рутил, титаномагнетит с ильменитом. По этим особенностям они близки к трахидолеритам Марского вулкана. В составе вулканической брекчии преобладают разновразмерные обломки высококалийевой субвулканики, типичной для Марского вулканического поля, и трахидолериты. Между двумя комплексами эруптивных брекчий выделены серо-зеленые вулканические породы, сложенные в основном КППШ, плагиоклазом (встречается зональный от основного к кислому составу), пироксеном (крупные зерна). В последнем много включений хромита, барита, фторapatита, пиротина, КППШ (с Ва), циркона, барита (со Sr). Хромит часто встречается отдельно.

Авторами изучен фрагмент Кременшетского вулканического поля в левом борту р. Кременшет (левый приток р. Бирюса). Здесь преобладают трахибазальты и в подчиненном количестве наблюдаются высококалийевые вулкано- и пирокластические породы, измененные трахидолериты. В последних в общей хлоритовой массе присутствуют КППШ. Среди трахибазальтов можно выделить несколько разновидностей. Черный скрытокристаллический трахибазальт сложен клинопироксеном, плагиоклазом и КППШ (Ва до 1.2 %). Темно-бордовый миндалекаменный трахибазальт представлен клинопироксеном (с Сг и Тi), основным плагиоклазом и КППШ. Встречены вкрапленники и гломеросростки серпентинизированного оливина. В коренном обнажении зелено-серая вулканическая порода с трахибазальтовой структурой сложена хлоритом и эпидотом, пироксеном (диопсид), плагиоклазом, мусковитом. КППШ наблюдается редко как включения в пироксене. Повсеместно присутствуют крупные кристаллы кальцита, в которых часто встречаются крупные выделения хромита, фторapatита и титаномагнетита. Включения карбонатных минералов отмечены в диопсиде. Хромита много, но в отличие от хромитов двух уже рассмотренных вулканических полей в этом случае он имеет как бы «дырчатую» структуру, часто заполненную диопсидом. Высококалийевая пирокластика и вулканииты подобны таковым из Марского вулканического поля. Много цирконов с повышенным Nb. В общей массе присутствуют карбонатные минералы, часто образуя карбонат-КППШ-сфеновую матрицу. В результате U-Th-Pb датирования зерен циркона из них установлен возраст 634 млн лет, а данные Lu-Hf систематики подобны таковым для циркона из пород Марского вулкана.

Если рассмотренные выше вулканические поля располагаются достаточно недалеко друг от друга, то породы Аршанского вулканического поля находятся от них более чем в 150 км к югу и практически граничат с Белозиминским рудным полем. Здесь в коренных обнажениях Аршанского осадочно-вулканоогенного месторождения марганца наблюдается переслаивание высококалийевой пирокластики, подобной породам Марского вулканического поля, и продуктов ее перемыва. В элювиальных отложениях изучены эруптивные вулканоогенно-осадочные черные породы, сложенные хлоритом и плагиоклазом, много скелетного хромита (до 8 % Тi, несколько процентов Zn). В хромите во включениях встречен бадделеит, халькопирит, плагиоклаз, галенит (с Se). Присутствуют рутил, апатит, циркон, монацит. Здесь же присутствуют черные вулканические породы, где в общей раскристаллизованной K(Na)ППШ-хлоритовой массе присутствуют крупные лейсты хлорита, в котором много мелкого монацита. Обнаружена вулканическая порода, в которой основная масса сложена хлоритом, лейстами плагиоклаза, бесформенным КППШ и реже – кальцитом и мусковитом. Присутствует хромит (с Ti, V, Mg), циркон (с Hf, в кайме Nb), рутил и пирит (много), мелкий апатит (часто с Се). В крупных зернах хромита во включениях диагностированы отопироксен и (Na-K)ППШ. Породы из элювиальной высыпки

находят множество сходств в особенностях состава и строения минералов с породами Кременшетского вулканического поля.

Начаты исследования еще одного вулкана – Тайшетского, находящегося недалеко от Бирюсинского и Кременшетского вулканических полей. Эруптивные брекчии, высококалциевая пирокластика, трахидолериты и трахибазальты – все это уже хорошо диагностируется при полевом изучении и подтверждается при петрографических исследованиях.

Таким образом, авторами установлены как общие, так и индивидуальные минералогические особенности для всех изученных пород вулканомиктовых комплексов Бирюсинского Присяянья. Для обобщения этих данных требуется время, но уже сейчас ясно, что выявленный вулканизм генетически связан со щелочными породами Белозиминского рудного поля, в том числе с Большетагнинским массивом, который также был изучен А.Э. Изохом по керну нескольких скважин прошлого века.

Многогранность проблемы диагностики позднерифейского вулканизма Бирюсинского Присяянья объединила летом этого года 22 геолога, обладающих различными профессиональными навыками. Изучение четырех вышеперечисленных вулканов вызвало много дебатов, гипотез и далеко идущих следствий, при единогласном решении, что вулканическая природа изученных пород однозначна и они не являются отложениями более древней карагасской серии. Работали двумя группами переменного состава. Первая занималась изучением коренных обнажений, где самым динамичным участником был А.Э. Изох, который либо был увлечен отбором образцов, либо на профессорском уровне комментировал увиденное. Гидами выступали Е.Ф. Летникова, С.И. Школьник, А.Г. Дорошкевич, И.А. Избродин. Вторая группа под руководством И.С. Шарыгина и И.Р. Прокопьева отобрала около 30 проб серого шлиха из малых притоков в пределах изученных вулканических полей. В ее составе ударными темпами работали аспиранты и студенты, приобретая опыт отбора проб и диагностики минералов тяжелой фракции.

Петрографическое, геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение проводилось в рамках задачи и за счет средств гранта РФФИ 19-17-00099, изучение минералогии вулканитов – в рамках задачи и за счет средств проекта РФФИ 23-17-00098. Экспедиционные работы проведены при совместном финансировании.



## ПАЛЕООБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА ЖЕЛЕЗИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

И.И. Лиханов

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

Значительную долю в строении докембрийских метаморфических комплексов в складчатом обрамлении западной окраины Сибирского кратона составляют пелиты специфического железисто-глиноземистого состава, метаморфизм которых приводил к появлению редких минеральных парагенезисов с участием экстремально железистых минералов [1]. Геохимическая специфика этих пород изучена слабо, что отражается в противоречии взглядов на их происхождение. По литературным данным такой специфический состав пород интерпретируется как результат латеритного характера процессов выветривания, что расходится с частым отсутствием полнопрофильных кор такого выветривания в докембрийских разрезах [2] и вызывает повышенный интерес к происхождению этих пород.

В качестве объектов исследования выбраны неоднородные по *PT*-условиям метаморфизма метапелиты в пределах Тейского, Гаревского и Приангарского комплексов Северо-Енисейского кряжа. В развитии этих метаморфических комплексов были выделены несколько этапов, различающихся термодинамическим режимом, величиной метаморфических градиентов и возрастом [3]. На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And-Sil* типа с гренвильским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте  $dT/dH=25-35$  °C/км [4]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 854–862 и 798–802 млн лет) [5] коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение *And*→*Ky*±*Sil*. Заключительный этап сопровождался синэкзугмационным динамометаморфизмом (785–776 млн лет) с  $dT/dH<15$  C/км, отражающим тектонические обстановки быстрого подъема блоков пород в сдвиговых зонах и зонах растяжения коры [6].

На основе анализа петрогеохимической и геохронологической информации по железисто-глиноземистым метапелитам был реконструирован состав и основные черты формирования их протолита, в том числе тектонические обстановки, и определен возраст источников сноса вещества. В целом эти породы классифицируются как низкокальциевые (<1 мас. %) и умеренно насыщенные  $K_2O$  метапелиты, одновременно обогащенные Fe (до 18 мас. %) и Al (до 28 мас. %). Они относятся к железистым ( $X_{Fe} = FeO / (FeO + MgO + MnO) = 0.65-0.85$  на мольной основе) и глиноземистым ( $X_{Al} = (Al_2O_3 - 3K_2O) / (Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO + MnO) = 0.3-0.6$ ) по сравнению со средними составами типичных метапелитов и PAAS (постархейских австралийских сланцев), характеризующихся более низкими значениями  $X_{Fe} = 0.52$  и  $X_{Al} = 0.13$  [7].

Изученные метапелиты Тейского и Гаревского комплексов характеризуются близкими значениями гидролизатного модуля  $ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3total} + MnO) / SiO_2$  в интервале: 0.51–0.53, железного модуля  $ЖМ = (Fe_2O_{3total} + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$ : 0.31–0.39, алюмокремниевого модуля  $АМ = Al_2O_3 / SiO_2$ : 0.35–0.37 и фемического модуля  $ФМ = (Fe_2O_{3total} + MnO + MgO) / SiO_2$ : 0.15–0.18, что в целом позволяет классифицировать их как нормо- и суперсиаллиты. На диаграмме для разделения глинистых отложений ФМ–НКМ, где НКМ (модуль нормированной щелочности) =  $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ , эти породы в основном локализируются в поле составов с доминирующей ролью каолинита, что может определяться палеогеографическими условиями осадконакопления. Пониженная щелочность в модуле НКМ=0.14–0.19, в сочетании с низкими значениями  $MgO$  (<1.90 мас. %) и повышенным содержанием  $K_2O$  (>2.58 мас. %), свидетельствует о присутствии в детритовом материале продуктов эрозии богатых калием пород и указывает на отсутствие примеси вулканогенного материала основного состава. Высокие величины титанового модуля

TM=TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0.11) типичны для накопления исходных осадков в прибрежных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата, что согласуется с данными литолого-фациального анализа [8].

Высокие значения индексов CIA и CIW в интервалах 83–97 свидетельствуют об образовании пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания в обстановке теплого и влажного климата. Этот вывод подтверждается данными по величине индекса IVC (0.64–0.72), отсутствием положительной корреляции между железным и титановым модулями с повышенными значениями гидролизатного модуля, свидетельствующими о размыве и поступлении в область седиментации геохимически более зрелого эродированного материала. Нормативный кварц (24–27 мас. %) – иллит (29–38 мас. %) – монтмориллонит (8–15 мас. %) – каолиновый (9–21 мас. %) состав метапелитов свиты хребта Карпинского, рассчитанный с помощью программы MINLITH [9], соответствует зрелым осадочным породам (пелитам и субграувакковым пелитам).

В Ангарском комплексе метапелиты удерейской свиты по сравнению с метапелитами широкинской серии отличаются повышенными концентрациями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 28 мас. %) и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 18 мас. %) и пониженными содержаниями SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O. Это позволяет классифицировать породы широкинской серии как нормо- и суперсиаллиты, а метапелиты сухопитской серии – как гипо- и псевдогидролизаты. На диаграмме для разделения глинистых отложений ФМ–НКМ породы широкинской серии локализируются в поле составов с доминирующей ролью каолинита, тогда как фигуративные точки составов метапелитов сухопитской серии располагаются в полях хлорита с примесью железистых гидрослюдов и монтмориллонитовых глин с каолинитом и гидрослюдой. Это может быть связано с палеогеографическими условиями осадконакопления, при которых ближе к области сноса в континентальной обстановке могли накапливаться каолиновые глины, а в прибрежные части морских бассейнов мог выноситься более тонкий глинистый материал хлорит-гидрослюдистого состава [10]. Высокие величины титанового модуля типичны для накопления исходных осадков в мелководных бассейнах в условиях гумидного климата. Это согласуется с высокими значениями TM, индексов CIW, IVC и PIA, указывающими на образование пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания каолинового типа в обстановке теплого и влажного климата.

Унаследованность первичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокозарядных некогерентных элементов – Zr, Hf, Y, Ta, Nb. Для группы переходных металлов характерны более высокие содержания Sc и пониженные концентрации Co и Ni в сравнении с PAAS. Выявленные закономерности подчеркивают как влияние рециклирования осадков, так и наличие продуктов разрушения гранитоидов в областях эрозии (о чем свидетельствуют величины отношения Eu/Eu\* < 0.85) и интенсивность их выветривания. На размыв пород кислого состава указывают также повышенные значения отношения Th/U и пониженные отношения La/Th относительно среднего состава PAAS. На диаграммах Eu/Eu\*–(Gd/Yb) и La–Th точки составов метапелитов локализованы преимущественно в поле постархейских кратонных отложений и гранитоидов, обогащенных тяжелыми REE и обедненных Co и Ni, по сравнению с кислыми магматическими породами архея. Отношение Ce/Ce\* в метапелитах варьируется в диапазоне 0.64–1.10, что совместно с использованием LREE/HREE=2.43–4.49 отношений может быть объяснено накоплением исходных осадков на окраинно-континентальном прибрежном мелководном шельфе в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима, способствующих проявлению выветривания пород [11].

В целом, железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания преимущественно каолинового, а не латеритного типа, как считалось ранее. Химическое выветривание пород в раннем протерозое на Енисейском кряже не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алюмосиликатов, а ограничивалось формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава.

Петро- и геохимические характеристики изученных метапелитов обусловлены главным образом особенностями осадконакопления при формировании протолита, образование которого могло происходить за счет размыва питающих провинций – нижнепротерозойских микрогнейсов Сибирского кратона с возрастом в диапазоне 1962–2043 млн лет (U-Pb SHRIMP-II по цирконам) [12] – с вовлечением в область эрозии гранитоидной и вулканогенной примеси пород основного состава (сухопитская серия) и последующим накоплением в ее окраинно-континентальных мел-

ководных бассейнах в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима. Полученные выводы о природе и составе протолита этих пород согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Енисейского кряжа в докембрии.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-77-20018).

- [1] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. Спб.: Наука, 2000. 479 с.
- [2] *Likhanov I.I.* Mineral reactions in high-alumina ferriferous metapelitic hornfelses in connection with the problem of stability of rare parageneses of contact metamorphism // *Russian Geology and Geophysics*. 2003. V. 44. № 4. P. 305–316.
- [3] *Лиханов И.И.* Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- [4] *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.
- [5] *Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // *Geological Society, London, Special Publications*. 2019. V. 478. P. 89–115.
- [6] *Likhanov I.I.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018 V. 304–307. P. 468–488.
- [7] *Thompson J.B.* The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists // *American Mineralogist*. 1957. V. 42. P. 842–858.
- [8] *Сараев С.В.* Литология и петрохимия глинистых пород рифея Енисейского кряжа // *Глинистые минералы в осадочных породах Сибири*. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1986. С. 78–85.
- [9] *Розен О.М., Аббясов А.А.* Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа) // *Литология и полезные ископаемые*. 2003. Т. 34. С. 299–312.
- [10] *Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В.* Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита // *Литосфера*. 2022. Т. 22. № 4. С. 448–471.
- [11] *Taylor S.R., McLennan S.R.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- [12] *Likhanov 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.



## ПЕТРОГЕНЕЗИС, U-Pb ВОЗРАСТ И Lu-Hf СИСТЕМАТИКА ПОРОД ГАРЕВСКОГО КОМПЛЕКСА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

И.И. Лиханов

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

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизивно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, 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 неопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген [2], сформировавшийся в диапазоне гренвильского и постгренвильского циклов, включающих эпохи Ренланд (980–910 млн лет) и Нордатьян (880–720 млн лет).

С другой стороны, на основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале 1.80–0.75 млрд лет, известном как скучный миллиард, в ряде работ сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских коллизивных событий [3]. Это привело к противоречивой трактовке вопросов геологической эволюции региона.

Можно считать, что проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли [4].

Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящей статье, где приведены геохронологические доказательства раннеэопротерозойских событий в эволюции докембрийских комплексов Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния.

Наименее изученной является северо-западная часть Енисейского кряжа, сложенная древнейшими в Заангарье породами гаревского метаморфического комплекса (ГМК). Эти интенсивно метаморфизованные толщи, расположенные в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, составляют инфраструктуру (наиболее глубокие уровни) коллизивной системы [5]. В строении комплекса принимают участие серые биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи, которые выше по разрезу сменяются порфиробластическими плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и гнейсами с широким развитием лейкогранитов, пегматитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, мигматитов, амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород (кварцитов, кальцифиров, мраморов) малогаревской толщи [6].

В развитии этого комплекса были выделены три этапа [7]. На первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте  $dT/dH=25-35$  °C/км [8]. На втором – эти породы подверглись неопротерозойскому (~800 млн лет) коллизивному метаморфизму умеренных давлений Ku-Sil типа с низким  $dT/dH \leq 12$  °C/км [9, 10]. Заключительные стадии развития коллизивного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодального пояса, представленного анорогенными гранитоидами и внутриплитными базитами рифтогенной природы с возрастом внедрения 797–792 млн лет, фиксирующим начало распада Родинии [11].

В рамках настоящих исследований были получены новые геологические, геохимические и изотопно-геохронологические данные по петрогенезису, геотектоническим обстановкам формирования, термодинамическим условиям, возрасту метаморфизма и протолита для контрастных по составу пород ГМК – порфиробластических гранитогнейсов, микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, плагиогранитогнейсов, мигматитов и ортоклазовых лейкогранитогнейсов. Рассмотрены возможные модели и геодинамические обстановки их формирования.

Установлены два новых импульса неопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине Сибирского кратона (930–900 и 880–845 млн лет), коррелирующие с гренвильскими и постгренвильскими ранними коллизионно-аккреционными процессами вальгальской складчатости, с которыми связано становление суперконтинента Родиния.

Существенная дополнительная информация об эволюции корообразующих событий в пределах этого региона и источниках расплава для пород ГМК была получена при Lu-Hf изотопных исследованиях. В отличие от U-Pb изотопной системы, которая во всех зернах циркона имеет весьма близкий возраст, Lu-Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния при расчете на возраст  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  от +0.1 до –10. Модельный возраст  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c$ , рассчитанный по двухстадийной модели, варьируется от 1719 до 2421 млн лет. Преобладает модельный возраст, предполагающий довольно длительную коровую предысторию их протолитов. Наиболее радиогенным составом Hf отличаются цирконы адакитоподобных гранитов –  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  от +0.9 до –0.5, что может указывать на происхождение пород из мантийного источника, обедненного несовместимыми редкими элементами. Им соответствует палеопротерозойский модельный возраст  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c=1838\text{--}1916$  млн лет. Часть ядер цирконов отличается менее радиогенным составом Hf – от –2.2 до –10, что может указывать на их формирование из коровых пород. В них установлен более древний модельный возраст  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c=1965\text{--}2357$  млн лет. Подобная специфика характерна для гранитогнейсов и порфиробластических плагиогранитогнейсов, в которых преобладает палеопротерозойский модельный возраст  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c=1965\text{--}2421$  млн лет, что также может свидетельствовать об их преимущественном образовании из более древних коровых пород.

Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектонотермальных событий на арктической окраине Родинии подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов Северной Атлантики (Лаврентия и Балтика) в диапазоне времени (0.93–0.85 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов [12, 13]. Новые доказательства гренвильских коллизионных событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например предположения об отсутствии на Енисейском крыже гренвильских коллизионных событий [14].

Работа выполнена за счет средств гранта РФФ (проект № 21-77-20018).

- [1] Богданова С.В., Писаревский С.А., Лу 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] Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского крыжа // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. С. 35–52.
- [4] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского крыжа, западная окраина Сибирского кратона // *Геотектоника*. 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.
- [5] Likhanov 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.
- [10] Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- [10] Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- [10] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского крыжа // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 12. С. 1335–1356.



- [10] *Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. P. 128–145.
- [10] *Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // *Geological Society, London, Special Publications*. 2019. V. 478. P. 89–115.
- [11] *Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*. 2017. V. 300. P. 315–331.
- [12] *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. С. 883–899.
- [13] *Johansson Å.* From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model – A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond // *Precambrian Research*. 2014. V. 244. P. 226–235.
- [14] *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.



## ЛИНЕЙНЫЕ СТРУКТУРЫ В БУХТЕ СОЛОНЦОВОЙ НА ОЗ. БАЙКАЛ ПО ДАННЫМ ПОДВОДНОЙ ВИДЕОСЪЕМКИ

О.В. Лунина<sup>1</sup>, К.М. Кучер<sup>2</sup>, Т.В. Наумова<sup>2</sup>, Т.Я. Ситникова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, lounina@crust.irk.ru

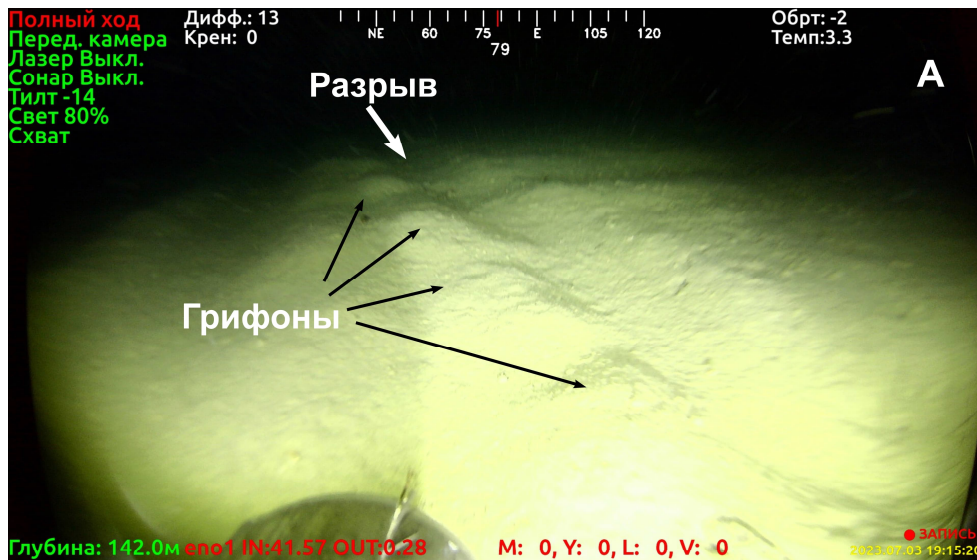
<sup>2</sup> Иркутск, Лимнологический институт СО РАН, sit@lin.irk.ru

Изучение и картирование разломов дна оз. Байкал основываются преимущественно на батиметрических и сейсмических данных и по объективным причинам практически недоступны прямым наблюдениям. С появлением телеуправляемых необитаемых подводных аппаратов (ТНПА) появились новые возможности в исследованиях донного ландшафта. В ходе экспедиции 2022 г. сотрудниками Лимнологического института СО РАН при изучении биоразнообразия в бухте Солонцовой на северо-западном побережье оз. Байкал обнаружена структура, представляющая собой линейный ров глубиной ~0.3 м, по краям которого регулярно расположены конусообразные возвышения (постройки). В 2023 г. Было проведено повторное, более детальное, исследование дна бухты Солонцовой с целью изучения геометрии и генезиса нарушения, а также наблюдения за биотой в зоне его влияния.

Исследования проведены с помощью ТНПА «Ровбилдер», способного записывать на видео ландшафты дна с присутствующими животными, проводить замеры объектов и захватывать образцы грунта до глубины 200 м. Также робот оснащен системой подводной гидроакустической навигации, которая принимает акустический сигнал с географическими координатами от датчиков, расположенных на четырех буях, образующих навигационную сеть, что позволяет определять местоположение прибора под водой, и, следовательно, записывать трек движения ТНПА.

Ранее обнаруженная линейная структура была повторно пересечена подводным роботом в ~1350 м от берега на дне, сложенном песком и окисленным светло-коричневым илом, который в месте выхода трещины представлял собой сильно разуплотненный мягкий осадок, включавший копепоидный и растительный (*Alaucoseria*) детрит (рисунок, А). Разрыв (ров) сначала был прослежен на юго-запад до точки с координатами 54.148772° с.ш. и 108.343675° в.д., где исчез среди появившихся крупнообломочных отложений, залегающих, по-видимому, на коренных породах. Глубина дна в данной точке составила 135 м. Затем структура была прослежена на северо-восток до точки с координатами 54.150653° с.ш. и 108.347374° в.д., расположенной на глубине 141 м. Откартированная длина трещины составила 330 м, но она не является предельной. Возможности наблюдения были ограничены длиной кабеля, соединяющего ТНПА с компьютером на судне. Вдоль всего простираения рва по обоим краям структура маркируется упомянутыми выше конусообразными постройками – грифонами диаметром в основании в среднем 0.2–0.3 м и высотой 0.2–0.5 м. Ширина рва в нижней части составляет 0.2 м, в верхней, между постройками, – 0.3 м. Для разрыва характерна четкая выдержанность и прямолинейность по простираению 35°.

Конусообразные постройки из разуплотненного илистого осадка по бортам прямолинейного разрыва представляют собой наиболее загадочное явление. На некоторых из них в вершинной части просматривались воронкообразные углубления. Необычными и яркими были две крупные формы, углубления в которых морфологически схожи с кратерами (рисунок, Б). В каждом из них в центре располагалось по одному валуну диаметром ~0.15 м. На поверхности валунов находились небольшие по размеру белые корковые губки. Крупнейший конус диаметром в основании 0.95 м имел кратер диаметром 0.55 м. Учитывая морфологию построек и окружающую обстановку, можно предположить, что возникновение конусов связано с выбросами газа и/или флюида. При этом валуны в центре кратера могли быть захвачены из нижележащего валунно-галечного слоя, так как дно повсеместно в окружении представляло собой ложе из мягких осадков.



Линейная структура (А) и конусообразная структура с кратером (в центре валун) (Б) в разуплотненных мягких отложениях на глубине 140–142 м в бухте Солонцовой.

В точке с координатами  $54.15012^\circ$  с.ш. и  $108.346334^\circ$  в.д. на глубине 141 м откартированный северо-восточный разрыв пересекается с аналогичной по строению линейной структурой меридионального простирания длиной не менее 84 м, шириной в нижней части  $\sim 0.5$  м. Нарушение прослежено до точки с координатами  $54.149365^\circ$  с.ш. и  $108.346313^\circ$  в.д.

В пользу тектонического происхождения описанных линейных структур свидетельствует абсолютное совпадение направления трещин с абрисом берега бухты Солонцовой и простиранием сегментов Северобайкальского разлома. Их активность в позднечетвертичное время подчеркивается сейсмогенными разрывами Солонцовой палеосейсмодислокации, описанной в работе [1].

На линейных структурах обнаружены крупные светло-коричневые планарии (плоские черви) длиной 10–20 см, амфиподы (около 5 см), брюхоногие моллюски ( $\sim 3$  см) и коттоидные рыбы. Среди мелких беспозвоночных найдены главным образом нематоды (круглые черви), олигохеты, хирономиды, циклопы и гарпактициды. Микробийальные маты, характерные для подводного гидротермального излияния в бухте Фролиха, не обнаружены. Между тем богатство фауны, отсутствующей на соседних участках ровного дна, и отмеченные ранее повышенные значения теплового потока в бухте Солонцовой [2] позволяют предполагать наличие разрозненных излияний теплых вод из трещины, что создает благоприятную среду для организмов различного трофического уровня.

Проведенные исследования показали, что активные разрывы даже без видимого вертикального смещения могут сохранять свою выраженность на дне оз. Байкал, несмотря на воздействие толщи воды. Очевидно, это явление возникает благодаря подтокам газов и/или воды из глубин земной коры, о чем свидетельствуют грифоны по бортам линейных структур. Использование ТНПА является перспективным для поиска деформаций рельефа под водой и биологических исследований живых организмов с целью выяснения особенностей развития жизни в условиях абиотических изменений.

Исследование выполнено в рамках государственных заданий Института земной коры и Лимнологического института Сибирского отделения Российской академии наук на 2021–2025 гг. (проекты № FWEF-2021-0009, 0279-2021-0007, 0279-2021-0004) на борту НИС «Папанин».

- [1] Солоненко В.П., Тресков А.Л., Жилкин В.М. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.
- [2] Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Гео, 2007. 222 с.



## ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ НА СТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ «ОВАЛ» (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН)

А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская

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

Структура метаморфических комплексов, характеризующаяся высокой сложностью строения, при изучении всегда вызывает трудности, которые часто не позволяют прийти к однозначной расшифровке наблюдаемых объектов. Подобный пример излагается в тезисах доклада.

При взгляде на крупномасштабную геологическую карту Ольхонского региона [1] отчетливо видно, что в его строении ярко выражена линейно-полосовидная структура с редкими фрагментами складчатых деформаций. При геологическом картировании и тематических исследованиях в разные годы изучению складчатых дислокаций уделялось большое внимание, что отражено в ряде публикаций [2–4]. В них показано, что изучение формирования складчатых структур имеет большое значение для расшифровки структурно-тектонической эволюции региона.

В этом отношении подобной структурой в Приольхонье является структура «Овал». Существует несколько вариантов отображения структуры «Овал»: 1) овальная в плане и антиформная либо синформная в разрезе; 2) сложная полифазная складка. Впервые эту структуру красочно представил В.С. Федоровский в форме куполовидной структуры. В профиле купол интерпретировался как грибообразная фигура, соответствующая двугорбой антиформе с синформой в ядре. Полагалось, что в процессе роста гранитогнейсовый купол деформировал ранее возникшие сложноскладчатые оболочки, что приводило к деформации осевых поверхностей складок и их шарниров с веерообразным развалом складок от центра купола. Последующие реконструкции показали, что «Овал» может соответствовать фрагменту замка нейтральной сжатой складки с вертикальной осевой поверхностью и крутым шарниром, погружающимся на юго-запад. Однако юго-западная часть этой структуры перекрыта чехлом рыхлых отложений, что не позволяло восстановить ее конфигурацию в целом и подтвердить эти построения.

Структура «Овал» находится в тектонической зоне Намшинур. Она великолепно просматривается на аэрофото- и космоснимках по овальной форме благодаря светлоокрашенным мраморам, оконтуривающим ее. В плане она напоминает эллипсоид с размерами по длинной оси – 1 км (ориентировка северо-восток 45°), а по короткой – 0.3 км. Здесь надо отметить слабую сторону этого участка для картирования: сглаженный рельеф при отсутствии даже незначительных врезов, а также гравитационное сползание делювия по пологим склонам. Центральная часть «Овала» сложена полосчатыми тонкозернистыми амфиболитами, среди которых в небольшом объеме присутствуют включения кварцитов и мраморов, а также маломощные жилы белого кварца. Амфиболиты характеризуются тонкозернистой структурой и неравномерно проявленной полосчатой текстурой и сланцеватостью. Цвет варьируется от черного до серого. В шлифах видно, что полосы черного цвета обогащены светло-бурым ксеноформным амфиболом, а серые – амфиболом, пироксеном и повышенным содержанием плагиоклаза. Плагиоклаз образует округлые или удлинённые ксеноморфные зерна с хорошо выраженными двойниками. Размер зерен амфибола и плагиоклаза варьируется от 30 до 70 мкм. Вторичные изменения в метабазах проявлены слабо и фиксируются по мелким чешуйкам биотита. Полосчатость по своим признакам соответствует метаморфической дифференциации, возникшей в метабазах при деформации в условиях амфиболитового метаморфизма. Это единственный плоскостной элемент, на котором базируются все последующие структурные построения. В редких случаях по результатам стереогеометрических построений удалось вычислить шарниры мелких пологих складок. На плоскостях полосчатости наблюдается минеральная линейность, совпадающая с ориентировкой шарниров складок. Падение полосчатости характеризуется симметричным расположением относительно осевой поверхности с углами наклона от 15 до 60°. В целом стереогеометрический анализ плоскостных и линейных элементов указывает на то, что структура полого погружается в

юго-западном направлении и имеет синформное строение с субвертикальной осевой поверхностью. В породах широко распространена субвертикальная отдельность северо-восточного простирания (60–70°), которая расчленяет породы на пластинки толщиной 2–5 см и создает впечатление вертикально залегающих пород. Положение структуры в региональном плане определить невозможно в связи с отсутствием данных о характере наклона контактов мраморных толщ, окаймляющих ее, поэтому возникает вопрос, каким образом структура «Овал» вписывается в региональную структуру тектонической зоны Намшинур. Следует обратить внимание на положение рассмотренных амфиболитов в этой зоне. Амфиболиты подобного строения прослеживаются до озера Намши-Нур, где они также ассоциируют с мраморами, но имеют крутое залегание. Можно полагать, что эти амфиболиты с мраморами слагают синформу изоклинального типа. Формирование ее может быть следующее. На ранних этапах произошло внедрение базитового силла в карбонатную толщу. Затем в результате динамического воздействия они были совместно деформированы в складку синклинального типа и метаморфизованы. В дальнейшем на этот структурный комплекс были наложены складчатые деформации, которые привели к усложнению структурного плана Намшинурской тектонической зоны. В результате возникла изолированная структура «Овал», которая по особенностям строения отличается от окружающих структур.

- [1] Федоровский В.С., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Добрецов Н.Л., Котов А.Б., Тевелев А.В. Коллизионная система Западного Прибайкалья: аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 447–452.
- [2] Куклей Л.Н. Тектонические структуры гранитизации (на примере Западного Прибайкалья). М.: Институт физики Земли АН СССР, 1988. 215 с.
- [3] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (пример кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- [4] Ескин А.С., Морозов Ю.А., Эз В.В. Взаимосвязь процессов регионального метаморфизма, магматизма и тектонических деформаций в Западном Прибайкалье // Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. С. 7–73.



## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД И U-Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ЧЕРНОМОРСКОЙ СЕРИИ (БОЛЬШОЙ СОЧИ)

Е.И. Махиня<sup>1</sup>, Е.В. Карелина<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, eugenemahinya@yandex.ru

<sup>2</sup> Москва, Российский университет дружбы народов, elkarelina@mail.ru

В междуречье Мзымты и Хосты обнажены породы олигоцен-миоценовой черноморской серии. В сводном разрезе здесь выделяют мацестинскую, хостинскую, сочинскую свиты, объединенные образования мысовидненской и кудепстинской свит, а также адлерскую свиту [2].

Мацестинская свита (до 500 м) образует основание разреза черноморской серии. Свита залегает на южном крыле Ахштырской антиклинали, где слагает узкую полосу З-СЗ простирания и образует обширные поля на северном крыле этой антиклинали. В строении разреза свиты участвуют песчаники (15 %), алевролиты (5 %) и глины (80 %). Кроме того, в разрезе свиты присутствуют горизонты «перемятых» песчано-глинистых, реже – карбонатных пород, содержащих большое количество глыб, валунов и дресвы. Мацестинская свита согласно залегает на верхне-эоценовой ахштырской свите [2].

Хостинская свита (до 320 м) слагает обширное поле развития северо-западного простирания, расположенное в бассейне р. Кудепста. Здесь породы хостинской свиты деформированы в серию сопряженных складок (мзымтинская антиклиналь и херотинская синклиналь). Разрез хостинской свиты представлен чередованием песчаников (80 %), алевролитов (5 %) и слаболигифицированными карбонатными глинами (15 %). В подошве некоторых пластов песчаников залегают маломощные линзы гравелитов с неопределимым углефицированным растительным детритом [2]. В верхах разреза свиты количество песчаных прослоев уменьшается, а роль глин возрастает [6].

Сочинская свита (800 м) слагает ядро Херотинской синклинали и часть северного крыла Ахштырской антиклинали, осложненной серией надвигов (Навагинским и Монастырским). Разрез сочинской свиты представлен чередованием черных и серых глин с прослоями алевролитов и песчаников (до 3–5 %) [2].

Объединенные мысовидненская и кудепстинская свиты (до 600 м) слагают аллохтон Монастырского надвига и представлены слоистыми серыми глинами с тонкими пластами алевролитов с конкрециями сидерита и слаболигифицированных песчаников, расслоенных линзами пестроцветных глин и конгломератов [6].

В долине р. Кудепста отобраны образцы песчаников из хостинской (1) и мацестинской (2, 3) свит. В правом борту долины р. Мзымта в обнажении мысовидненской-кудепстинской свиты был отобран четвертый образец (4).

Образец-1. Песчаник аркозо-кварцевого состава [5]. Обломочная часть составляет до 85 % объема породы, размер преобладающих обломков от 0.15 до 0.20 мм, реже – до 0.5 мм. Порода хорошо отсортирована ( $S_0=1.23$ ;  $Sk=0.44$ ). Обломки слабоокатанные-полуокатанные, равномерно распределены, представлены кварцем (50 %), полевыми шпатами (30 %) и обломками пород (20 %). В породе отмечены единичные неравномерно распределенные практически шаровидные оолиты карбонатного состава, размером до 0.50 мм, с радиально-лучистым концентрическим строением. Ядра оолитов часто сложены мелкими обломками кварца. Обломки и оолиты сцементированы (15 %) массой кальцит-хлоритового состава (подобно заполнению порового пространства) тонкозернистой, дисперсной структуры.

Образец-2. Карбонатистый песчаник глинисто-алевритовый, мелкозернистый, грауваково-кварцевый [5]. Обломочная часть составляет до 75 % объема породы, размер преобладающих обломков от 0.10 до 0.15 мм, реже до 0.50 мм. Порода хорошо отсортирована ( $S_0=1.34$ ;  $Sk=0.36$ ). Обломки полуокатанные, равномерно распределенные, представлены кварцем (60 %), полевыми шпатами (15 %) и обломками пород (25 %). В породе также отмечены единичные неравномерно распределенные практически шаровидные карбонатные оолиты размером до 0.2 мм

с радиально-лучистым, концентрическим строением. Присутствует неравномерно распределенный разноориентированный раковинный детрит размером до 0.25 мм. Обломки и оолиты сцементированы (15 %) тонкокристаллическим веществом карбонатного состава (цемент типа заполнения пор).

Образец-3. Карбонатистый песчаник мелкозернистый граувакково-кварцевый [5]. Обломочная часть составляет до 60 % объема породы, размер преобладающих обломков от 0.10 до 0.15 мм, реже от 0.05 мм до 0.50 мм. Порода хорошо отсортирована ( $S_0=1.26$ ;  $Sk=0.36$ ). Обломки полуокатанные, равномерно распределенные в поле шлифа, также присутствует микрослоистость с редкими сгущениями цементирующей массы. Обломки представлены кварцем (50 %), полевыми шпатами (10 %), обломками пород (40 %) и раковинным детритом размером до 0.25 мм. Цементирующая масса (40 %) карбонатного состава, базального типа коррозионного строения.

Образец-4. Карбонатистый алевролит песчано-глинистый, олигомикт-кварцевый [5]. Обломочная часть составляет до 50 % объема породы, размер преобладающих обломков от 0.05 до 0.10 мм, реже от 0.05 мм до 0.20 мм. Порода хорошо отсортирована ( $S_0=1.40$ ;  $Sk=0.24$ ). Обломки весьма неокатанные, равномерно распределенные в поле шлифа, также присутствует микрослоистость с редкими сгущениями пелитового материала. Обломки представлены кварцем (80 %), полевыми шпатами (5 %), обломками пород (15 %) и раковинным детритом размером до 0.05 мм. В породе также отмечены единичные неравномерно распределенные практически шаровидные карбонатные оолиты размером до 0.15 мм, с радиально-лучистым, концентрическим строением. Обломки и оолиты сцементированы (50 %) тонкокристаллическим веществом карбонатного состава (цемент базального типа). В породе развиты стилолитовые швы до 0.1 мм толщиной, косо ориентированные к микрослоистости.

Хорошая отсортированность и отсутствие грубообломочных элементов циклов в разрезе могут указывать на дистальные условия формирования турбидитовых отложений. Процессы катагенеза отражены в редких конформных контактах обломков кварца в образце из хостинской свиты (обр. 1), а также в виде внедрений аутогенного материала внутрь обломков кварца в образце песчаника из мацестинской свиты (обр. 3). Среди постседиментационных преобразований отчетливо проявлена стилолитизация в песчанике из мысовидненской-кудепстинской свит (обр. 4).

Из образца-4 выделена мономинеральная фракция детритового циркона для проведения U-Th-Pb-изотопного датирования. Методические приемы выделения циркона, его подготовки для изотопного анализа, аналитические процедуры и методические приемы обработки результатов описаны в работах [7, 8].

Изученные зерна циркона показали широкий спектр U-Pb возраста, при этом не выявлено доминирования какой-либо популяции. В самой молодой группе (140–200 млн лет) фиксируется яркий пик ~170 млн лет, соответствующий среднеюрскому магматизму, широко проявленному на Большом Кавказе [1, 3] и в Горном Крыму [4]. Следующая по возрасту группа состоит из зерен с каменноугольно-триасовым возрастом, которые часто выявляются в осадочных толщах по всему Причерноморью. Отчетливо проявлен Пери-Гондванский провенанс-сигнал – 450–750 млн лет. Фиксируется значительное количество зерен циркона с протерозойским возрастом и единичные архейские зерна, в том числе два зерна с палеоархейским возрастом. Эти результаты подразумевают сложную суперпозицию различных источников сноса.

- [1] Герасимов В.Ю., Ульянов А.А., Снежко В.А., Мозар Д., Лаврищев В.А., Газеев В.М., Гурбанов А.Г. Цирконометрия юрских базальтов Гойтхской вулканической области Западного Кавказа // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2022. № 1. С. 35–41.
- [2] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Скифская. Масштаб 1:1000000. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39: Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2011. 430 с.
- [3] Кайгородова Е.Н., Лебедев В.А. Мезозойские магматические комплексы северного склона Большого Кавказа // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. М., 2021. С. 69–73.
- [4] 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. doi:10.31897/PMI.2022.37.
- [5] Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. Труды ГИН АН СССР. Вып. 63. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 235 с.
- [6] Меннер В.В. Региональная стратиграфия и палеонтологические проблемы. М.: Наука, 1992. 211 с.



- [7] Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
- [8] Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.



## ЗОЛОТО В БАЗАЛЬТАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ)

А.Я. Медведев

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

Проведено исследование содержания золота в пермтриасовых базальтах Западно-Сибирской плиты. Крупнейшими изверженными провинциями на территории Евразии являются траппы Сибирской платформы, погребенные вулканиды Западно-Сибирской плиты и траппы плато Декан. В конце прошлого века были проведены исследования содержания и распределения золота в малосульфидных базальтоидах Сибирской платформы и Декана [1, 2]. Этими работами показано, что процессы выплавления родоначальных магм различного состава в мантии, а также их последующая дифференциация в промежуточных камерах внедрения не приводят к существенному перераспределению и концентрации золота для этих объектов. Рассмотрены формы нахождения золота в основных породах и сделан вывод, что его концентрирование в процессах формирования базитовых серий возможно только в случае дополнительного привноса в расплав серы и других летучих компонентов [1]. До последнего времени данных по содержанию золота в вулканидах Западной Сибири не было. В работе приводятся первые данные по содержанию золота в базальтах Западно-Сибирской плиты.

На территории Западной Сибири по периферии плиты на дневную поверхность выходят складчатые орогенные комплексы раннего докембрия, рифея и палеозоя, которые образуют щиты, хребты и кряжи. В центральной части плиты указанные комплексы погружены и перекрыты чехлом мезокайнозойских отложений начиная с юры. Предыдущими исследователями на доюрском основании плиты выделена сеть глубоких рифтов, между которыми располагаются блоки фундамента [3, 4]. Наиболее массовый магматизм происходил на границе перми и триаса. Гигантские объемы вулканидов были извержены как на территории Западной Сибири, так и на Сибирской платформе. При этом масса вулканидов для обоих регионов сопоставима. Возраст вулканидов толщи Западной Сибири практически синхронен с возрастом магматизма на Сибирской платформе и составляет около 250 млн лет [5]. Доказано, что вулканизм Западно-Сибирской синеклизы связан с влиянием суперплюма [6]. Его действие привело к массовому рифтогенезу [7].

В связи с тем, что большая часть вулканидов представлена базальтами, было проведено исследование только их. Исследованные образцы отобраны из скважин, пробуренных в центральных, бортовых частях палеорифтовых долин и в межрифтовых поднятиях. Исследовано 18 проб из различных скважин. Изученные базальты представлены темно-серыми до черных порфировыми породами с вкрапленниками плагиоклаза и реже – плагиоклаза и клинопироксена. Содержания главных породообразующих элементов в породах типичны для субщелочных и толеитовых, обогащенных некогерентными элементами базальтов относительно не только N-MORB, но и низкокальциевых толеитов древних платформ, например Сибирской [8]. Отмечена относительно низкая концентрация никеля и меди. Вероятнее всего, источником для родоначальных магм служила неистощенная мантия. Ни в одном из исследованных образцов сульфидных минералов не обнаружено. Наибольшей изменчивостью обладает золото. Его концентрация меняется от 0.2 до 2.6 ppb. Среднее содержание Au составляет 0.73 ppb, что ниже кларковых величин и концентрации элемента в траппах Декана (3.3–4.7 ppb) [2] и базальтах Сибирской платформы (3–5 ppb) [1].

Разнообразии основных вулканических пород вызвано фракционированием родоначального расплава. В качестве параметра фракционирования принято содержание MgO. При рассмотрении полученных данных выяснено, что существенной зависимости между концентрацией золота и содержанием магния не обнаружено. Таким образом, можно сделать вывод о независимости поведения золота в процессе фракционирования.

Была предпринята попытка рассмотреть площадное распределение золота в базальтах. Выяснено, что максимальное количество элемента приурочено к центральной части рифтовой долины, минимальное – к межрифтовым поднятиям, а промежуточное – к бортам рифта.

Накопленные к настоящему времени материалы свидетельствуют об отсутствии выраженных минералов-концентраторов золота в основных породах. Прямые экспериментальные исследования показывают, что в силикатных расплавах основного состава, которые не содержат серы, золото растворяется в очень незначительных пределах, на уровне 0.1–1.0 ppb. Наличие даже небольшого количества серы в расплаве приводит к образованию сульфидов, которые концентрируют золото. В данном случае, без наличия сульфидов, золото находится в тонкодисперсном виде.

Рассмотрим содержание золота в аспекте местоположения исследованных пород. Наибольшая концентрация Au (2.6 ppb) отмечена в вулканитах из скважин, которые пройдены в центральной части рифтовой долины. В базальтах из скважин в борту рифта содержание золота уменьшается (0.2–0.4 ppb), а в образцах из межрифтовых поднятий концентрация достигает значений 0.6–0.8 ppb. Хотя существенной разницы в химическом составе пород не наблюдается, обнаружена некоторая закономерность поведения золота в зависимости от расположения вулканитов. Вероятнее всего, это связано с действием вещества плюма, проекция головки располагается именно под рифтовыми долинами [6, 7]. Предполагается, что при взаимодействии поднимающейся «плюмовой» магмы, которая обогащена некоторыми элементами, в том числе и золотом, с древней литосферой происходит его перенос [9, 10]. В связи с тем, что мощность коры в рифтовых долинах меньше, чем в межрифтовых поднятиях, процесс привноса золота происходит более интенсивно.

Исследование проведено в рамках госзадания по проекту № 0350-2019-0008 с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

- [1] Альмухамедов А.И., Золотухин В.В., Олейников Б.В., Коробейников А.Ф., Медведев А.Я., Кришнамурти П., Гополан К. Золото в траппах древних платформ // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 2. С. 70–79.
- [2] Олейников Б.В., Коробейников А.Ф., Королева О.В., Кришнамурти П., Гополан К., Кумар Анил. Золото в базальтах плато Декан // Доклады АН СССР. 1991. Т. 319. № 1. С. 228–230.
- [3] Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2: Западно-Сибирский бассейн. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1994. 201 с.
- [4] Сурков В.С. Трофимук А.А., Жеро О.Г., Конторович А.Э., Смирнов Л.В. Нижнесреднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 31–37.
- [5] Reichow M.K., Saunders A.D., White R.W., Pringle M., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Kirda N.P.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dates from the West Siberian Basin: Siberian Flood Basalt Province Doubled // Science. 2002. V. 296. P. 1846–1849.
- [6] Добрецов Н.Л. Пермьтриасовый магматизм в Евразии как отражение суперплюма // Доклады РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.
- [7] Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 761–784.
- [8] Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Митчел К., Золотухин В.В. Покровные базальты центра Тунгусской синеклизы: сравнительная геохимия // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 10. С. 3–16.
- [9] Zhang M., O'Reily S.Y., Wang K.-I., Hronsky J.A.M., Griffin W.L. Flood basalts and metallogeny the lithospheric mantle connection // Earth-Science Reviews. 2008. V. 86. P. 145–174.
- [10] Begg G.C., Hronsky J.A. M., Arnlit N.T., Griffin W.L., O'Reily S.Y., Hayward N. Lithospheric, cratonic, and geodynamic setting of Ni-Cu-PGE sulfide deposits // Economic geology. 2010. V. 105. № 6. P. 1057–1070.



## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ВОПРОСЫ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

О.Р. Минина, Н.А. Доронина, В.С. Ланцева, Т.А. Гонегер

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

Удино-Витимская зона является наиболее важной структурой в понимании тектонической эволюции Западного Забайкалья в палеозое. Эта территория представляет особый интерес еще и потому, что весьма продуктивна в отношении полезных ископаемых. Так, на ее территории расположен Еравнинский рудный район, включающий Озернинский и Кыджимитский рудные узлы, в пределах которых находятся Озерное и Хортякское колчеданно-полиметаллические месторождения и многочисленные проявления разных полезных ископаемых [3 и др.].

Удино-Витимская зона характеризуется длительным развитием и включает комплексы каледонского ( $C-S_1$ ), раннегерцинского ( $S_2-C_1$ ) и позднегерцинского ( $C_2-P_1$ ) структурных этажей, формировавшихся в определенных геодинамических обстановках [2, 6, 8]. Фундаментом, на котором формировались каледонские и герцинские комплексы, служат разнородные образования байкальского структурного этажа [8].

**Каледонский комплекс** включает олдындинскую свиту и субвулканические тела олдындинского комплекса. Для каледонского этапа развития зоны рассматриваются два варианта. Согласно реконструкциям И.В. Гордиенко (забайкальский вариант) каледонский комплекс рассматривается в возрастном диапазоне венд? – ранний силур. Начиная с венда по южному обрамлению Сибирской платформы формировалась Удино-Витимская островодужная система (УВОС) энсиалического типа, сформировавшаяся в зону активного взаимодействия Сибирского кратона и Палеоазиатского океана [1–3]. УВОС включала преддуговой осадочный бассейн, аккреционную призму с глубоководным желобом и собственно островную дугу. В геодинамическом смысле УВОС связана с Забайкальским океаническим бассейном (Абага-Оланская сутура), который существовал к северу от островной дуги. Возраст абага-оланского ультрабазит-базитового комплекса фактически не обоснован, принято считать, что он соответствует возрасту рифейских офиолитов байкалид [2]. Если это так, то между временем существования Забайкальского бассейна (рифей) и островной дуги ( $C-O_2$ ) существует значительный разрыв. В связи с этим С.В. Руженцевым предложен второй вариант, связывающий формирование Еравнинского вулканоплутонического комплекса ( $C-O_2$ ) с Монголо-Охотским бассейном, расположенным южнее островной дуги (Монголо-Охотский вариант) [8]. Таким образом, Еравнинский комплекс мог формироваться либо в пределах байкальского континентального блока (Амалатский и Селенгино-Становой массивы), отделившегося от Сибирского континента вследствие заложения Забайкальского бассейна (Забайкальский вариант), либо на краю Сибирского байкальского континента, включавшего как составные части оба эти массива (Монголо-Охотский вариант). В первом случае структура интерпретируется как активная континентальная окраина западно-тихоокеанского типа, во втором – андийского [8]. Завершился каледонский этап формированием покровно-складчатой структуры в начале силура. В настоящее время получены новые данные о возрасте для абага-оланского комплекса 283–295 млн лет ( $P_1$ ), соответствующие герцинскому этапу развития зоны и требующие подтверждения и осмысления [5].

**Герцинский комплекс.** Для герцинского этапа развития Удино-Витимской зоны также рассматриваются два варианта. По И.В. Гордиенко (Забайкальский вариант), в истории развития Удино-Витимской островодужной системы средневерхнепалеозойский, или герцинский, этап характеризуется денудацией каледонских структур УВОС и формированием наложенных остаточных прогибов (Ульзутуйского, Кыджимитского, Туркинского и др.), отдельных вулканотектонических структур и внутриплитных гранитоидов [2, 3].

По второму варианту (Монголо-Охотский) история геодинамической эволюции зоны в среднем – позднем палеозое была связана с развитием Монголо-Охотского океанического бас-

сейна [6, 8]. Выделяются два комплекса и, соответственно, два этапа – ранне- и позднегерцинский. В строении **раннегерцинского комплекса** ( $D-C_1$ ) принимают участие девонско-каменноугольные отложения, выделенные из состава олдындинской свиты, химгильдинская и иташинская свиты, возраст которых пересмотрен [4, 6–8]. На раннегерцинском этапе в Удино-Витимской зоне с раннего девона в обстановке пассивной континентальной окраины на границе Сибирского байкальско-каледонского континента и Монголо-Охотского океана формировались карбонатно-терригенные мелководные шельфовые отложения. Начиная с франского века позднего девона, в связи с развитием Монголо-Охотского океана и субдукцией его литосферы под Сибирскую континентальную окраину, здесь в условиях активной континентальной окраины развивалась Кыджимитская зона надсубдукционного вулканизма, в тыловой части которой формировался турбидитовый Точерский прогиб. В геодинамическом смысле эти структуры представляют собой активную окраину андийского типа. Раннегерцинский этап завершился образованием напряженной покровно-складчатой структуры на рубеже среднего – верхнего карбона, выразившейся в тектоническом перекрытии среднепалеозойских отложений докембрийскими и нижнепалеозойскими [6, 8]. **Позднегерцинский комплекс** ( $C_2-P_2$ ) включает вулканиты сурхэбинской толщи ( $C_{2-3} sb$ ) и тамирской свиты ( $P_2 tm$ ) [2, 8]. В позднегерцинский этап в Еравнинской зоне шло формирование вулканогенных толщ. Верхнепалеозойские вулканиты относятся к субщелочной, высокоглиноземистой серии, становление которой происходило в пределах системы рифтогенных структур [1, 2 и др.]. Наряду с вулканитами здесь формировались гранитоиды занзинского комплекса. Отмеченные образования локализовались на территории обширного Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса, охватывающего территории Удино-Витимской зоны и Селенгино-Станового блока [1, 2, 8 и др.]. Этот комплекс структур рассматривается как активная континентальная окраина калифорнийского типа [8]. Позднегерцинская складчатость ( $P_2-T_1$ ) переработала раннегерцинскую структуру. На герцинском этапе развития Удино-Витимская зона характеризовалась последовательной сменой геодинамических обстановок пассивной континентальной окраины активной андийского и калифорнийского типа [6, 8].

Таким образом, Удино-Витимская зона в палеозое представляла собой длительно живущую активную континентальную окраину, в пределах которой были локализованы три структурно-формационных комплекса: каледонский ( $C-S$ ), раннегерцинский ( $D_1-C_1$ ) и позднегерцинский ( $C_2-P_1$ ). Первый из них был связан с развитием Палеоазиатского, два других – с соответствующими по времени этапами Монголо-Охотского океана.

Однако, несмотря на долгую историю изучения Удино-Витимской зоны, остается еще много нерешенных вопросов, касающихся объема, возраста, структурных соотношений и геодинамических условий формирования комплексов, вмещающих многочисленные рудные объекты. Так, весьма ограничены изотопные и геохронологические данные по вулканитам герцинских комплексов, требует уточнения возраст, вещественные характеристики и объем стратифицированных толщ как каледонского, так и герцинских комплексов. До сих пор остаются дискуссионными генезис, условия локализации и возраст колчеданно-полиметаллических руд Еравнинского рудного района. Традиционно считается, что колчеданно-полиметаллическое оруденение развито преимущественно в нижнепалеозойской олдындинской свите. Однако к настоящему времени получены новые данные о позднедевонском – раннекаменноугольном возрасте рудовмещающих отложений Озерного и Ульзутуйского месторождений [4, 7]. Не выяснена связь процессов рудообразования с интрузивным магматизмом, не определены источники рудного вещества. Для решения этих вопросов необходимо комплексное изучение породных ассоциаций и связанного с ними оруденения с использованием интеграционного подхода, включающего комбинацию структурно-геологических, седиментологических, палеонтологических изотопно-геохимических, геохронологических методов.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда, грант № 22-27-200141, геохимические и петрографические исследования – при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-00106.

- [1] Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Климук В.С. Новые данные по составу и возрасту палеозойских осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика. 2006. Т. 1. С. 54–159.
- [2] Гордиенко И.В., Булгатов 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. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. № 5. С. 589–614.

- [3] Гордиенко И.В., Нефедьев М.А., Платов В.С. Строение, минеральные типы рудных месторождений и перспективы освоения Еравнинского рудного района Западного Забайкалья // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2013. № 1 (42). С. 7–22.
- [4] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XXVIII (Гунда): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 208 с.
- [5] Доронина Н.А. Коматиитовый магматизм Западного Забайкалья. Формационная принадлежность // Геодинамика и минерагения Северной Евразии: Материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова. Улан-Удэ, 2023. С. 208–211.
- [6] Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- [7] 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.
- [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.



## U-Pb ВОЗРАСТ СВЯТОНОСИТОВ П-ОВА СВЯТОЙ НОС (ОЗ. БАЙКАЛ)

Е.И. Михеев<sup>1</sup>, А.В. Травин<sup>1</sup>, А.С. Мехоношин<sup>2</sup>, Я.Ю. Шелепов<sup>1</sup>,  
А.В. Куликова<sup>3</sup>, А.Н. Пыряев<sup>1</sup>, А.В. Карпов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, mikheev@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru

<sup>3</sup> Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет, ak\_cool@mail.ru

В геологическом строении п-ова Святой Нос большую роль играют позднепалеозойские интрузивные массивы. Особый интерес представляют Марковский и Эскольский массивы, сложенные средними породами умеренно-щелочного ряда, в том числе – святоноситами [1]. До последнего времени возраст святоноситов не был надежно установлен изотопными методами. Из опубликованных данных приводятся датировки  $261 \pm 21$  и  $273 \pm 24$  млн лет (Sm-Nd, по минералам) и 286 млн лет (U-Pb, титанит) [2].

Эскольский массив находится в юго-западной части полуострова, в районе мыса Рытый. Еще одним крупным проявлением святоноситов является Марковский массив, расположенный в десяти километрах на северо-восток от Эскольского, на восточном борту ручья Маркова. Массивы характеризуются вытянутой в плане формой (массив Маркова –  $4.0 \times 1.0$  км, массив Эскола –  $7.0 \times 0.3$  км) и северо-восточным простираем, субогласным вмещающим раннепалеозойским гнейсам, сланцам, амфиболитам и мраморам. Контакты святоноситов с вмещающей толщей нечеткие, переходы между породами постепенные. Тела святоноситов насыщены реликтами в различной степени метасоматизированных вмещающих пород, контактовые мраморы интенсивно скарнированы [3]. Святоноситы секутся маломощными дайками микросиенитов, аплитов, пегматоидных гранитов, вероятно, зазинского комплекса [4].

Исследованные породы Марковского массива представлены сиенитом и святоноситами. Сиенит сложен калиевым полевым шпатом (50–60 %), плагиоклазом ( $An_{2-11}$ , 30–40 %), кварцем (<5 %). Клинопироксен диопсид-геденбергитового ряда и амфибол (роговая обманка – гастингсит) слагают 5–7 % породы. Святоноситы сложены калишпатом (30–50 %), плагиоклазом ( $An_{2-26}$ , 30–40 %), амфиболом (гастингсит – саданагит, 5–15 %), гранатом ( $Adr_{53-66}Grs_{21-27}$ , 5–15 %), единичными зернами клинопироксена и биотита. Из пород Эскольского массива опробованы монцонит и святоносит. Монцонит состоит из плагиоклаза ( $An_{1-23}$ , 40–50 %), калишпата (30–40 об. %), гастингсита (5–10 %), единичных зерен клинопироксена диопсид-геденбергитового ряда. Святоносит сложен калишпатом (35–40 %), плагиоклазом ( $An_{1-18}$ , 30–35 %), гранатом ( $Adr_{63-79}Grs_{9-18}$ , 5–10 %), пироксеном (диопсид-геденбергит, 5–10 %), отдельными кристаллами гастингсита. Акцессорная фаза всех пород представлена титанитом, эпидотом, алланитом, апатитом, цирконом, магнетитом, пиритом. Породы характеризуются среднезернистыми гипидиоморфными структурами с преимущественным идиоморфизмом плагиоклаза относительно калишпата.

Породы характеризуются близкими составами:  $SiO_2 = 53.53–62.05$  мас. %,  $Na_2O + K_2O = 9.30–11.00$  мас. % при отношении  $K_2O/Na_2O = 0.71–1.22$ , высокой железистостью ( $Fe\# = 0.85–0.94$ ), низким содержанием  $TiO_2 = 0.40–0.73$  мас. %, высоким –  $Al_2O_3 = 17.65–20.55$  мас. %. Содержание  $CaO = 2.77–6.59$  мас. % падает с ростом  $SiO_2$ . В редкоэлементном составе отмечаются повышенные содержания Ba (4722–5944 г/т), Sr (4578–5284 г/т). Содержание Zr = 188–453 г/т. Характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ ( $La/Yb_n = 16–55$ ,  $\Sigma PЗЭ = 337–524$  г/т), с максимумом либо отсутствием аномалий по европию ( $Eu/Eu^*_n = 0.96–1.31$ ). Спайдерграммы характеризуются минимумами по Nb, P, Ti, обогащением по Ba, Sr.

U-Pb датирование по цирконам выполнено методом LA-ICP-MS в ИГМ СО РАН, размеры кристаллов – 100–400 мкм. Циркон из сиенита Марковского массива представлен идиоморфными призматическими кристаллами с тонкой осцилляционной зональностью. В некоторых зернах встречается светлая кайма с однородным строением либо слабо выраженной ростовой

зональностью. Каймы характеризуются пониженными содержаниями U (58–113 г/т) относительно центральных частей (131–1031 г/т). Величина Th/U для кайм и центров составляет 0.34–1.25. Установлен конкордантный возраст  $304.8 \pm 2.1$  млн лет. Цирконы из двух проб святоноситов Марковского массива представлены субидиоморфными призматическими до ксеноморфных кристаллами. Почти для всех кристаллов характерна или почти полная перекристаллизация, или наличие светлых однородных кайм (U=48–150 г/т). Сохранившиеся ядерные части характеризуются более темным цветом и тонкой осцилляторной либо секториальной зональностью (160–1508 г/т). Большая часть центральных частей зерен с осцилляторным или секториальным строением, так же как и каймы, характеризуется  $Th/U < 0.1$ , при этом содержание U варьируется в большом диапазоне (72–1110 г/т). Получены две конкордантные датировки  $307.9 \pm 2.2$  и  $298.9 \pm 2.2$  млн лет. Циркон из святоносита массива Эскола представлен субидиоморфными призматическими до ксеноморфных кристаллами с тонкой ростовой зональностью, часть кристаллов осложнены более светлой каймой с однородным строением или менее проявленной зональностью. В каймах отмечаются пониженные концентрации U (43–100 г/т) относительно центральных частей (143–881 г/т). Конкордантный возраст составил  $314.8 \pm 2.3$  млн лет. Во всех случаях различий в возрасте центральных частей и кайм не установлено.

Полученные данные позволили установить позднекаменноугольный возраст для Марковского (308–299 млн лет) и Эскольского (314 млн лет) массивов и подтвердить их связь с масштабным позднепалеозойским этапом магматизма, в частности, датировки коррелируют с рядом щелочных массивов Забайкалья [5]. Наличие зерен с  $Th/U < 0.1$  в святоноситах массива Маркова, их сильная перекристаллизация, а также отсутствие аналитически значимых различий в датировках разных зон кристаллов, вероятно, связаны с метасоматическим преобразованием на стадии становления массива.

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2).

- [1] *Eskola P.* On the igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia // *Oversikt av Finska Vetenskaps-Societetens Forhandlingar.* 1921. Bd. LXIII. Avd A. 1. 100 p.
- [2] *Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Скляр Е.В., Левицкий И.В., Ковач В.П., Макагон В.М.* Святоноситы Восточной Сибири – продукты корово-мантийного взаимодействия // *Современные проблемы геохимии: Тезисы докладов всероссийского совещания (с участием иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона.* Иркутск: ИГ СО РАН, 2012. Т. 2. С. 150–152.
- [3] *Петрова З.И., Жидков А.Я., Левицкий В.И., Шмакин Б.М.* Святоноситы п-ова Святой Нос (Байкал) // *Известия АН СССР. Серия геологическая.* 1981. № 3. С. 26–39.
- [4] *Цыганков А.А.* Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // *Геология и геофизика.* 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.
- [5] *Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Рупп Г.С., Ласточкин Е.И., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Владыкин Н.В.* Возраст, минералогическая и геохимическая характеристики пород Чининского щелочного массива (Западное Забайкалье) // *Геология и геофизика.* 2017. Т. 58. № 8. С. 1135–1156.





## ГАББРОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ТУВЫ: СВОДКА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАТИРОВОК

А.А. Монгуш

Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru

Автором составлен список габброидных массивов и массивов с участием пород габброидного состава, по которым с той или иной степенью детальности имеются сведения о возрасте, а также приведена обзорная карта расположения (рисунок).

1 – Карашатский офиолитовый, венд [1]; Шатский офиолитовый,  $578 \pm 6$  млн лет, Западная Тува (за пределами рис.) [2];

2 – Ирбитейский габброидный,  $539 \pm 6$  млн лет [3];

3 – плагиогранитный шток изинзюльского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса,  $538 \pm 2$  млн лет [4], Душкуннугский габбровый,  $538 \pm 5$  млн лет, Западная Тува (за пределами рисунка) [5];

4 – Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габброноритовый,  $524 \pm 9$  млн лет [6];

5 – Зубовский габбро-монцодиорит-граносиенитовый,  $512 \pm 2$  млн лет [7];

6 – Верхнемергенский, зубовский комплекс [8];

7 – габбро-диориты хойтоокинского комплекса,  $503 \pm 2$  млн лет, Ак-Сугское Cu-Мо-порфиговое месторождение [9], 8 – Шивилигский габбро-монцонитовый,  $499 \pm 6$  млн лет [10];

9 – Мажалыкский дунит-троктолит-клинопироксенит-габбровый,  $484 \pm 2$  млн л [11],  $478 \pm 1$  млн лет [12];

10–15: другие массивы мажалыкского комплекса: 10 – Калбакдагский верлит-клинопироксенит-габбро-норитовый,  $477 \pm 5$  млн лет [13, 14]; 11 – Пошдагский верлит-клинопироксенит-габбро-норитовый [15]; 12 – Брунганский верлит-клинопироксенит-габбро-норитовый [15]; 13 – Усть-Коптинский габброидный, 14 – Башхемский перидотит-габбровый [15]; 15 – Верхнеожинский габбровый,  $487 \pm 7$  млн лет [16];

16 – Шуйский габбровый,  $449 \pm 4$  млн лет [17];

17 – Майский габброидный, шуйский комплекс? [17], 18 – Хангский перидотит-габбровый [15]; Хаялыгский габброидный,  $447 \pm 1$  млн лет (Юго-Западная Тува, за пределами рис.) [18];

19 – Булкинский габброидный,  $465 \pm 5$  млн лет [19];

20 – Сыдыгский перидотит-габбровый, булкинский комплекс [20];

21 – Башкымугурский вебстерит-габбро-монцодиоритовый,  $465 \pm 1$  млн лет [6];

22 – камптонитовые дайки Западного Сангилен,  $441 \pm 1$  млн лет [6];

23 – Кара-Осский верлит-вебстерит-габброноритовый,  $437 \pm 4$  млн лет [21];

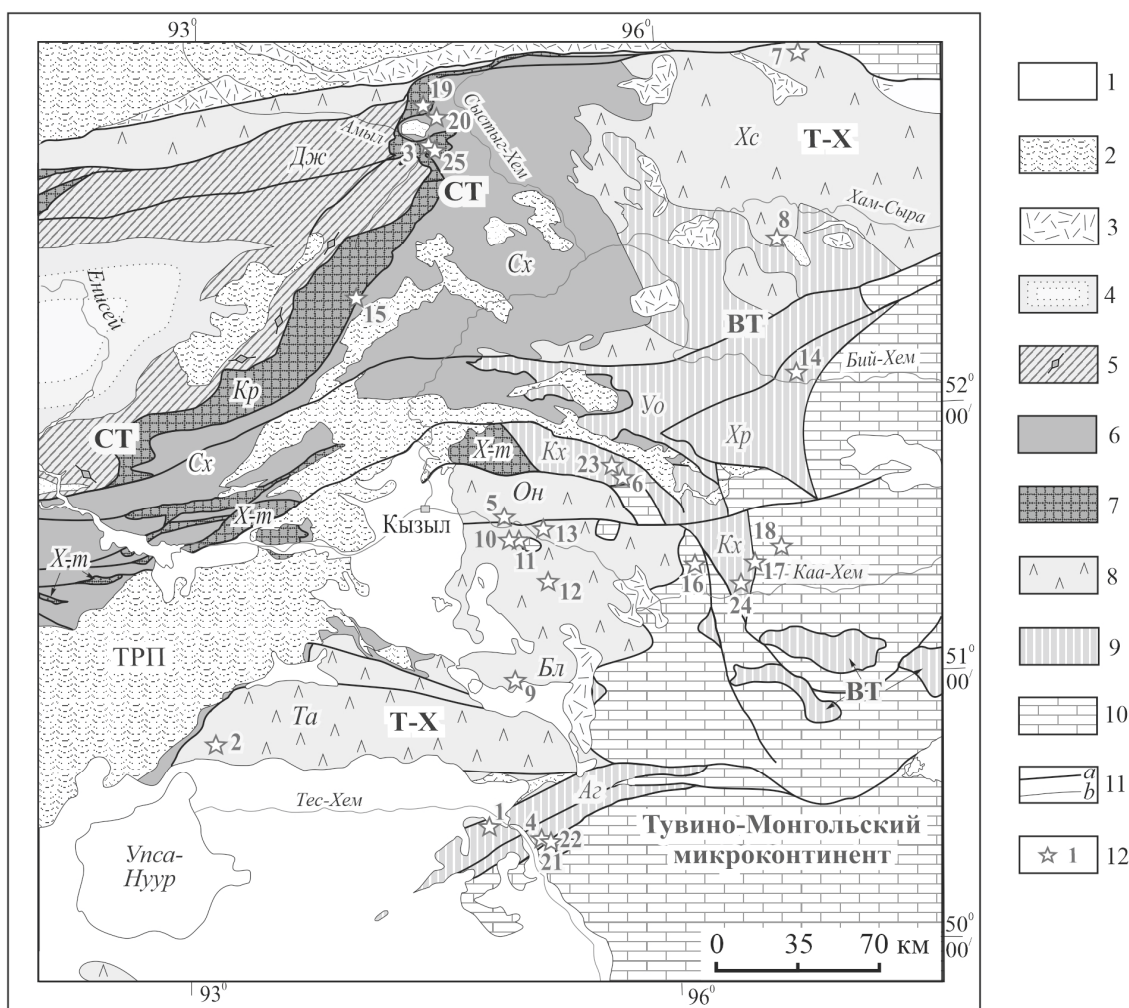
базиты торгалыкского комплекса, PZ<sub>2-3</sub>, Тувинский рифтогенный прогиб [8];

24 – Чадалский монцогаббро-монцодиоритовый,  $292 \pm 3$  млн лет [22];

25 – Пряхинский габбровый,  $285 \pm 4$  млн лет [23].

Подавляющее большинство изученных габброидных массивов расположено в восточной части Тувы, где широко проявлены раннепалеозойские полиформационные батолиты (магматические ареалы): Хамсаринский, Каахемский, Бийхемский, Восточно-Таннуольский.

Имеющиеся данные позволяют в общих чертах говорить о том, что интенсивность мантийного габброидного магматизма повышалась с вендского времени и достигла максимума в ордовике, а затем постепенно спала к раннепермской эпохе. С конца раннего кембрия и по раннюю пермь, наряду с магматизмом нормальной щелочности, преимущественно в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента формировались массивы с участием субщелочных габброидов.



**Расположение габброидных массивов на геодинамической карте восточной половины Тувы [24, 25].**  
 1–3 – наложенные ассоциации: 1 – MZ–KZ осадки, 2 – D–C вулканические и осадочные породы (ТРП – Тувинский рифтогенный прогиб), 3 – O кислые вулканы; 4 –  $E_2$ –S турбидиты пассивной окраины; 5–7 – V–S преддуговые комплексы Саяно-Тувинской (СТ) зоны: 5 – V– $E_1$  аккреционная призма и места находок глаукофана; 6–7 – Хемчикско-Сыстыгхемский  $E_2$ –S коллизионный прогиб: 6 –  $E_2$ –S чехол, 7 – V– $E_1$  фундамент; Куртушибинская подзона (Кр): V– $E_1$  чингинская толща, V офиолиты,  $E_1$  терешкинская свита; Хемчикско-Тапсинская подзона (Х-т): V– $E_1$  алдынбулакская толща, V офиолиты,  $E_1$  комплексы; 8 – V– $E_1$  островодужные комплексы Таннуольско-Хамсаринской зоны (Т-Х); 9 – V– $E_1$  задуговые комплексы Восточно-Тувинской зоны (ВТ); 10 – докембрийские террейны; 11 – границы террейнов (а) и наложенных ассоциаций (б); 12 – массивы: 1 – Карашатский, 2 – Ирбитейский, 3 – плагиогранитный шток изинзюльского комплекса, 4 – Правотарлашкинский, 5 – Зубовский, 6 – Верхнемергенский, 7 – габброидориты хойтоокинского комплекса, 8 – Шивилигский; 9 – Мажалыкский; 10–15: другие массивы мажалыкского комплекса: 10 – Калбакдагский, 11 – Пошдагский, 12 – Брунганский, 13 – Усть-Коптинский, 14 – Башхемский, 15 – Верхнеожинский, 16 – Шуйский, 17 – Майский, 18 – Хангский; 19 – Булкинский, 20 – Сыдыгский, 21 – Башкымугурский, 22 – камптонитовые дайки Западного Сангилена, 23 – Кара-Осский, 24 – Чадалский, 25 – Пряха.

- [1] *Изох А.Э. и др.* Магматизм Агардагской шовной зоны // Геолого-петрологические исследования Ю-В Тувы. Новосибирск, 1988. С. 19–75.  
 [2] *Монгуш А.А. и др.* Офиолиты Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // Доклады РАН. 2011. Т. 438. № 6. С. 796–802.  
 [3] *Монгуш А.А. и др.* Тектономагматическая эволюция СВК Таннуольской зоны Тувы в V<sub>2</sub>– $E_1$  // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.  
 [4] *Монгуш А.А. и др.* Вещественный состав и возраст изинзюльского комплекса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 208–210.  
 [5] *Монгуш А.А., Кужугет Р.В.* Надсубдукционные преддуговые габбро Душкуннугского массива (Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 41–49.

- [6] *Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В.* Базитовый магматизм кембрийского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Материалы научно-практической конференции. Новосибирск, 2001. С. 68–72.
- [7] *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.
- [8] *Никитчин П.А. и др.* Геологическая карта Тувинской АССР. Масштаб 1:500000. Л., 1983.
- [9] *Берзина А.Н. и др.* Си-Мо-порфировое месторождение Аксуг (Северо-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 9. С. 1330–1349.
- [10] *Ойдуп Ч.К. и др.* Габбро-норит-диоритовая ассоциация Хамсаринской зоны (Тува) // Успехи современного естествознания. 2016. № 9. С. 148–154.
- [11] *Бородина Е.В. и др.* Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1074–1091.
- [12] *Сальникова Е.Б. и др.* Возраст и геодинамическая позиция мажалькского комплекса, Восточная Тува // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 656–662.
- [13] *Ойдуп Ч.К. и др.* Поликхронные цирконы из пород Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива // Геосферные исследования. 2021. № 4. С. 37–49.
- [14] *Монгуш А.А. и др.* U-Pb возраст цирконов из Калбакдагского массива // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. С. 174–176.
- [15] *Поляков Г.В. и др.* Перидотит-пироксенит-габброноритовая формация Восточной Тувы // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск, 1984. С. 4–57.
- [16] *Монгуш А.А.* O<sub>1</sub> возраст габбро на Ожинском участке куртушибинских офиолитов // Ультрамафит-мафитовые комплексы. Иркутск, 2019. С. 202–207.
- [17] *Монгуш А.А., Сугоракова А.М.* Возраст и источники магм постколлизионных габброидов Каахемского ареала // Геохимия. 2013. № 11. С. 1042–1047.
- [18] *Ойдуп Ч.К. и др.* Ультрамафит-мафитовый магматизм Юго-Западной Тувы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 354–372.
- [19] *Бородина Е.В. и др.* Петрологические и изотопно-геохимические особенности булкинского перидотит-габбрового массива // Геохимия. 2016. № 4. С. 344–370.
- [20] *Бородина Е.В., Монгуш А.А.* Петрологические особенности Сыдыгского массива // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8. Томск, 2016. С. 56–65.
- [21] *Монгуш А.А.* Новые данные о возрасте и вещественном составе Кара-Осского массива (Тува) // Успехи современного естествознания. 2019. № 12. С. 108–115.
- [22] *Кармышева И.В. и др.* PZ<sub>3</sub> контрастный магматизм Каахемского магматического ареала (ЦАСП) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 3. С. 1–24.
- [23] *Монгуш А.А. и др.* P<sub>1</sub> возраст габбро в чингинской осадочно-вулканогенной толще Западного Саяна // Материалы конференции. Кызыл, 2019. С. 365–369.
- [24] *Монгуш А.А. и др.* Разные типы базальтов Тес-Хемского участка Агардагской задуговой подзоны // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 6–17.
- [25] *Монгуш А.А. и др.* Геодинамика формирования долгоживущей палеорифтогенной Каахемской зоны // Природные ресурсы, среда и общество. 2023. № 2. С. 34–48.



## ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И U-Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КАРБОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

З.Л. Мотова<sup>1</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>1</sup>, Т.В. Донская<sup>1</sup>, В.Б. Хубанов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, motova@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

В развитии Сибирской платформы может быть выделено несколько ключевых этапов. В протерозое произошло формирование фундамента платформы (Сибирский кратон) в результате объединения архейских и палеопротерозойских блоков в единую общую структуру на интервале 2.00–1.85 млрд лет. После этого кратон вошел в суперконтинент Нуна, который в мезопротерозое трансформировался в Родинию [1–4]. В неопротерозое (криогении) произошло отделение Сибири от Родинии и открытие Палеоазиатского океана [4, 5]. Частичное закрытие этого палеоокеана в эдиакарии сопровождалось сменой режима пассивной континентальной окраины формированием серии форландовых бассейнов вдоль южной окраины Сибирского кратона [4–7]. В результате глобальной трансгрессии моря в раннем кембрии в морском мелководном бассейне началось накопление карбонатных и галогенно-карбонатных отложений платформенного осадочного чехла [5–7]. С позднего кембрия – раннего ордовика и вплоть до каменноугольного периода палеозойский осадочный чехол платформы формировался преимущественно за счет накопления терригенных отложений [8–11].

В настоящее время изученность каменноугольных осадочных пород палеозойского чехла южной окраины Сибирской платформы ограничивается литолого-палеогеографическими, структурно-фациальными и палеоботаническими методами [10 и ссылки в этой работе]. Между тем изучение вещественных характеристик каменноугольных терригенных пород, наряду с U-Pb геохронологическими исследованиями возраста детритовых цирконов, может быть использовано для более точной расшифровки особенностей эволюции позднепалеозойских осадочных бассейнов внутренних областей Сибирской платформы.

Объектами исследований стали терригенные породы карбона, распространенные в центральном и юго-западном районах Сибирской платформы. В центральном районе платформы раннекарбонные породы тушамской свиты и среднепозднекарбонные породы катской свиты были изучены в коренных выходах, расположенных на побережье Усть-Илимского водохранилища, в окрестностях г. Усть-Илимска. В юго-западном районе платформы раннекарбонные породы баероновской свиты были изучены в коренном обнажении, расположенном в бассейне р. Чуна, вблизи пос. Чунский Чунского района Иркутской области.

Тушамская свита представлена серыми и зеленовато-серыми кварцево-полевошпатовыми, полимиктовыми и кварцевыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов, туффопесчаников и туфов.

Песчаники тушамской свиты, в соответствии с классификацией А.Н. Неелова [12], классифицируются как аркозовые песчаники и карбонатистые песчаники. Аркозовые песчаники обнаруживают значения  $\text{SiO}_2=66.2\text{--}71.8$  мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3=11.2\text{--}13.8$  мас. %,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}=2.9\text{--}4.3$  мас. %,  $\text{MgO}=1.1\text{--}1.6$  мас. %,  $\text{CaO}=1.6\text{--}4.4$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O}=1.5\text{--}1.6$  мас. %,  $\text{K}_2\text{O}=3.2\text{--}4.0$  мас. % и  $\text{CO}_2=0.8\text{--}2.9$  мас. %. Карбонатистые песчаники характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2=52.1\text{--}66.2$  мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3=7.8\text{--}9.9$  мас. %,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}=2.5\text{--}2.9$  мас. %,  $\text{MgO}=0.8\text{--}1.1$  мас. %,  $\text{CaO}=6.7\text{--}15.8$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O}=0.9\text{--}1.4$  мас. %,  $\text{K}_2\text{O}=4.1\text{--}4.6$  мас. % и  $\text{CO}_2=4.9\text{--}12.3$  мас. %. Анализ концентраций индикаторных редких элементов (Th, Sc, La, Co) и их отношений [13] указывает на преобладание магматических пород кислого состава в области источника.

Из карбонатистого песчаника тушамской свиты было выделено и проанализировано 105 зерен детритового циркона. Конкордантные значения были получены для 92 зерен. Возраст самого молодого зерна составил 328 млн лет, самого древнего – 3012 млн лет. Наибольшее количество оценок возраста (75 зерен) соответствует палеозою и образует основной пик на 336 млн лет (64 зерна) (средний карбон (визейский ярус) по МСШ). Остальные оценки возраста

соответствуют нео- (семь зерен с возрастом от 789 до 952 млн лет), мезо- (три зерна с возрастом от 1120 до 1359 млн лет) и палеопротерозою (шесть зерен с возрастом от 1642 до 2239 млн лет).

Катская свита сложена преимущественно серыми полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми разнородными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями туфогенно-осадочных пород, с пропластами каменного угля, линзами и стяжениями сидеритов.

Песчаники катской свиты на диаграмме А.Н. Неелова [12] попадают в поля полимиктовых и аркозовых песчаников и обнаруживают значения  $\text{SiO}_2$  от 65.0 до 72.3 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3=12.6-14.0$  мас. %,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}=3.0-5.3$  мас. %,  $\text{MgO}=0.5-1.0$  мас. %,  $\text{CaO}=0.7-2.9$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O}=1.3-1.7$  мас. % и  $\text{K}_2\text{O}=3.4-4.4$  мас. %. Концентрации и отношения индикаторных редких элементов свидетельствуют о преимущественно кислом составе пород в области источника [13].

Из песчаника катской свиты было проанализировано 105 зерен циркона, конкордантные значения получены для 86 зерен. Возраст самого молодого циркона составил 298 млн лет, самого древнего – 2559 млн лет. Основная возрастная популяция детритовых цирконов (76 оценок) соответствует палеозою с основным пиком 341 млн лет (64 зерна) (средний карбон (визейский ярус) по МСШ). Остальные оценки возраста соответствуют нео- (семь зерен с возрастом от 742 до 912 млн лет), мезо- (одно зерно на 1229 млн лет) и палеопротерозою (одно зерно с возрастом 2320 млн лет).

Баероновская свита (юго-западный район Сибирской платформы) в изученном разрезе сложена мелкозернистыми известковистыми кварцевыми песчаниками с тонкими прослоями окремненных песчаников. Завершает разрез переслаивание известковисто-кварцевых белесых и желтовато-серых песчаников с песчанстыми известняками и вишнево-бурыми сизоватыми аргиллитами и алевролитами. Проанализированные песчаники баероновской свиты обнаруживают различные составы и делятся на три группы. Первая группа песчаников, согласно классификации [12], соответствует кварцевым песчаникам и характеризуется высокими значениями  $\text{SiO}_2$  – от 91.1 до 95.2 мас. %, а также содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3=1.8-3.7$  мас. %,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}=1.3-1.7$  мас. %,  $\text{MgO}=0.2-0.3$  мас. %,  $\text{CaO}=0.2$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O}=0.05$  мас. %,  $\text{K}_2\text{O}=0.6-1.4$  мас. % и  $\text{CO}_2=0.2-0.3$  мас. %. Вторая группа пород, согласно [12], относится к железистым песчаникам и обнаруживает высокие концентрации  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}=21.8-34.1$  мас. %, и содержания  $\text{SiO}_2$  от 48.1 до 61.7 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3=5.4-7.3$  мас. %,  $\text{MgO}=0.5-0.7$  мас. %,  $\text{CaO}=0.08-0.2$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O}=0.05-0.1$  мас. %,  $\text{K}_2\text{O}=2.5-3.5$  мас. % и  $\text{CO}_2=0.1-0.3$  мас. %. Третья группа пород, в соответствии с [12], относится к карбонатистым песчаникам, для этих пород отмечаются высокие концентрации  $\text{CaO}$  – 14.7–36.3 мас. % и низкие  $\text{SiO}_2=28.6$  до 43.5 мас. %, а также  $\text{Al}_2\text{O}_3=3.5-5.3$  мас. %,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}=0.9-1.8$  мас. %,  $\text{MgO}=0.3-10.3$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O}=0.07-0.1$  мас. %,  $\text{K}_2\text{O}=2.5-3.3$  мас. % и  $\text{CO}_2=20.1-24.9$  мас. %.

Из карбонатистого песчаника баероновской свиты было проанализировано 110 зерен детритового циркона, конкордантные значения получены для 107 зерен. Возраст самого молодого детритового циркона составил 447 млн лет, самого древнего – 3289 млн лет. Наибольшее количество определений возраста детритовых цирконов (68 оценок) соответствует раннему протерозою (1736–2487 млн лет) и образует основной пик на 1860 млн лет. Отдельная группа циркона (17 зерен) соответствует нео- и мезоархею (2510–3200 млн лет). Более молодые значения возраста образуют два кластера, по 7 и 4 зерна на 492 (поздний кембрий (цзяньшанский ярус) по МСШ) и 455 млн лет (поздний ордовик (сандбийский ярус) по МСШ) [9].

Таким образом, в результате исследований терригенных пород карбона, распространенных в различных районах южной окраины Сибирской платформы, можно сделать следующие выводы:

1. Песчаники тушамской и катской свит карбона, изученные в центральной части Сибирской платформы, имеют в целом схожие вещественные характеристики и близкие значения возраста детритовых цирконов. Геохимические характеристики позволяют классифицировать большинство пород как аркозовые песчаники, образованные преимущественно за счет разрушения магматических пород кислого состава. Возрастные спектры детритовых цирконов из песчаников тушамской и катской свит аналогичны друг другу. Основные пики в них соответствуют отметкам 336 и 341 млн лет соответственно. В пределах центральной части Сибирской платформы близкие оценки возраста 388–389 и 332–333 были получены для пегматитов Мамской слюдоносной провинции Байкало-Патомской зоны Сибирской платформы [14], которые и могут рассматриваться в качестве основного источника обломочного материала в бассейн седиментации пород этих свит.

2. Песчаники баероновской свиты, изученные в юго-западной части Сибирской платформы, отличаются по своим вещественным и геохронологическим характеристикам от песчаников тушамской и катской свит. Геохимические данные позволяют классифицировать песчаники баероновской свиты как кварцевые, железистые и карбонатистые песчаники. Возрастные спектры детритовых цирконов из песчаника баероновской свиты позволяют рассматривать породы фундамента Сибирской платформы в качестве основного источника обломочного материала. В меньшем количестве в бассейн седиментации этой свиты поступал обломочный материал из раннепалеозойских пород Центрально-Азиатского складчатого пояса [9].

3. Выявленные отличия в составе и возрасте пород источников обломочного материала для песчаников карбона, распространенных в разных районах Сибирской платформы, на новом, качественном и доказательном уровне подтверждают предположения предшественников, сделанные на основе палеонтологических и литолого-фациальных исследований, о существовании в девоне – карбоне во внутренних областях платформы нескольких изолированных друг от друга осадочных бассейнов [10 и ссылки в данной работе].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, <https://rscf.ru/project/23-17-00196/>.

- [1] Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
- [2] Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.
- [3] Evans D.A.D., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic – Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V. 39. P. 443–446.
- [4] Evans D.A.D. Meso-Neoproterozoic Rodinia supercycle // Eds. L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-Å. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen. Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth. Amsterdam: Elsevier, 2021. P. 549–576.
- [5] 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.
- [6] Sovetov J.K. Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // Russian Journal of Earth Sciences. 2002. V. 4. № 5. P. 363–387.
- [7] Советов Ю.К. Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. P. 20–45.
- [8] 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: X. 2022. V. 8. 100107.
- [9] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Motova Z.L., Khubanov V.B. The U-Pb age of detrital zircons from Paleozoic sedimentary sequences of the Southwestern Siberian Platform as evidence of Paleoproterozoic and Early Paleozoic orogenic events // Doklady Earth Sciences. 2020. Т. 493. № 2. С. 584–588.
- [10] Акулов Н.И., Мащук И.М. Межбассейновая корреляция континентальных отложений девона и нижнего карбона Ангариды // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 5. С. 550–565.
- [11] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Де Граве Й., Скляр Е.В. Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1451–1471.
- [12] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [13] 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.
- [14] Ткачев А.В., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Иванова А.А., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В. О возрасте формирования пегматитов Мамской слюдоносной провинции: новые U-Pb (ID-TIMS) данные по циркону // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 163–170.



## РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА: СООТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ В РАЙОНЕ Cu-Mo МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭРДЭНЭТ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

А.С. Новикова<sup>1</sup>, А.М. Козловский<sup>1</sup>, В.В. Ярмолюк<sup>1</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>2</sup>, А.В. Травин<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
novikova-a-s@yandex.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

В центральной части Северной Монголии широко распространены раннемезозойские вулканические и интрузивные комплексы восточной части Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса, протягивающегося из Северной Монголии в Западное Забайкалье. Интрузивные породы этого пояса, относимые к селенгинскому, шивотинскому и эрдэнэтскому комплексам, фиксируют предрудный и рудный этапы крупного Cu-Mo месторождения Эрдэнэт [1]. В то же время их возрастные и вещественные соотношения с распространенными здесь вулканическими комплексами охарактеризованы слабо. Вулканические породы заполняют наложенные впадины (мульды) в вытянутом с северо-востока на юго-запад Орхон-Селенгинском прогибе и, по литературным данным, перекрывают Эрдэнэтский рудный комплекс. Фундаментом для мезозойских вулканических пород являются неопротерозойско-раннепалеозойские складчатые структуры Джидинской зоны с перекрывающими их позднепалеозойскими вулканитами.

Стратиграфическое положение раннемезозойских вулканитов Орхон-Селенгинского прогиба определено по поздне триасовым фаунистическим останкам подстилающей абзогской свиты и перекрывающей верхнеюрской песчано-конгломератовой толще, однако надежные данные абсолютного возраста для этих пород отсутствовали, что затрудняло их корреляцию с интрузивными образованиями.

Для детальной характеристики раннемезозойского вулканизма, его структурного положения и корреляции с интрузивными образованиями Cu-Mo месторождения Эрдэнэт были изучены вулканические разрезы Могодской, Бугатской, Селенгинской и Орхонской мульды: их петрографические и геохимические особенности. Для геохронологических исследований были выбраны амфиболовые трахиты из верхних частей разрезов могодской свиты и содержащие циркон калиево-полевошпатовые трахиты из Бугатской мульды.

Стратотипом раннемезозойских вулканитов Орхон-Селенгинского прогиба является могодская свита, изученная в южной части прогиба. В нижней части разреза могодская свита образована покровами андезибазальтов, которые вверх по разрезу сменяются серией чередующихся Rх-порфировых трахиандезитов, Amph- и Pl-Rх-порфировых трахиандезибазальтов и Kfs-порфировых трахитов. Среди трахиандезибазальтов преобладают афировые и Pl-Rх-порфировые породы, реже – Amph- и Ol-порфировые с трахитовой/интерсертальной структурой, плотной/пористой текстуры. В трахиандезитах преобладают афировые, реже – Срх-, Amph- и Pl/Kfs-порфировые разности с такситовой текстурой из микролитов плагиоклаза и пироксена, магнетита и вулканического стекла. Доминирующая часть вулканических пород относится к трахиандезит-трахиандезибазальтовой известково-щелочной серии; большая часть вулканитов кварц- и гиперстен-нормативная, на дискриминационных геохимических диаграммах попадает в поле островодужных пород. В отличие от подстилающих позднепалеозойских вулканитов, породы могодской свиты характеризуются более фракционированными спектрами REE с  $La/Yb \approx 18$ , с выраженным Nb-Ta и Ti минимумами.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 1) видно, что трахиандезибазальты могодской свиты имеют схожие геохимические характеристики с основными интрузивными породами рудного комплекса месторождения Эрдэнэт [2] – порфировым монцогаббро и габбро-диоритами.

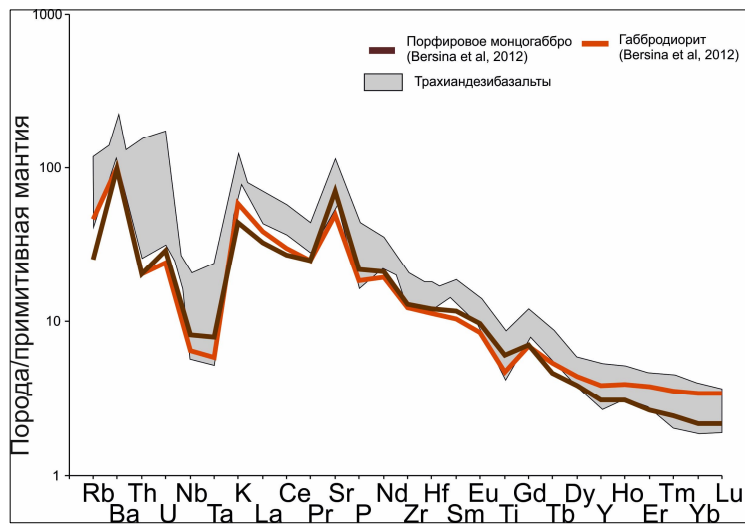


Рис. 1. Сравнение геохимических характеристик трахиандезитобазальтов могодской свиты (серое поле) с габброидами месторождения Эрдэнэт.

Однако в вулканитах сильнее выражен Th-U максимум и отмечаются более высокие концентрации большинства высоко- и умеренно-несовместимых микроэлементов, что может быть связано с более высокой степенью дифференциации магматического расплава.

U-Pb ID-TIMS исследования циркона из трахитов Бугатской мульды показали возраст его кристаллизации  $236 \pm 1$  млн лет, который можно рассматривать как время вулканизма в этой мульде. Датирование амфибола из Amph-порфировых трахиандезитобазальтов могодской свиты из Могодской мульды было выполнено Ar-Ar методом. Рассчитанные по плато значения возраста соответствуют  $233 \pm 4$  и  $230 \pm 6$  млн лет. В целом, полученные геохронологические данные показывают, что вулканизм в разных мульдах протекал субсинхронно в позднем триасе.

Интрузивный магматизм и Cu-Mo оруденение порфирового комплекса Эрдэнэт, по крайней мере частично, формировались в том же возрастном интервале (рис. 2). Так, шивотинский габброидный интрузивный комплекс имеет возраст  $232 \pm 3$  млн лет (U-Pb SIMS по циркону [2]). Процессы рудообразования габбро-гранодиорит-гранитной ассоциации порфирового комплекса, датированные Re-Os методом по молибдениту, протекали около  $240 \pm 1$  млн лет назад [3].

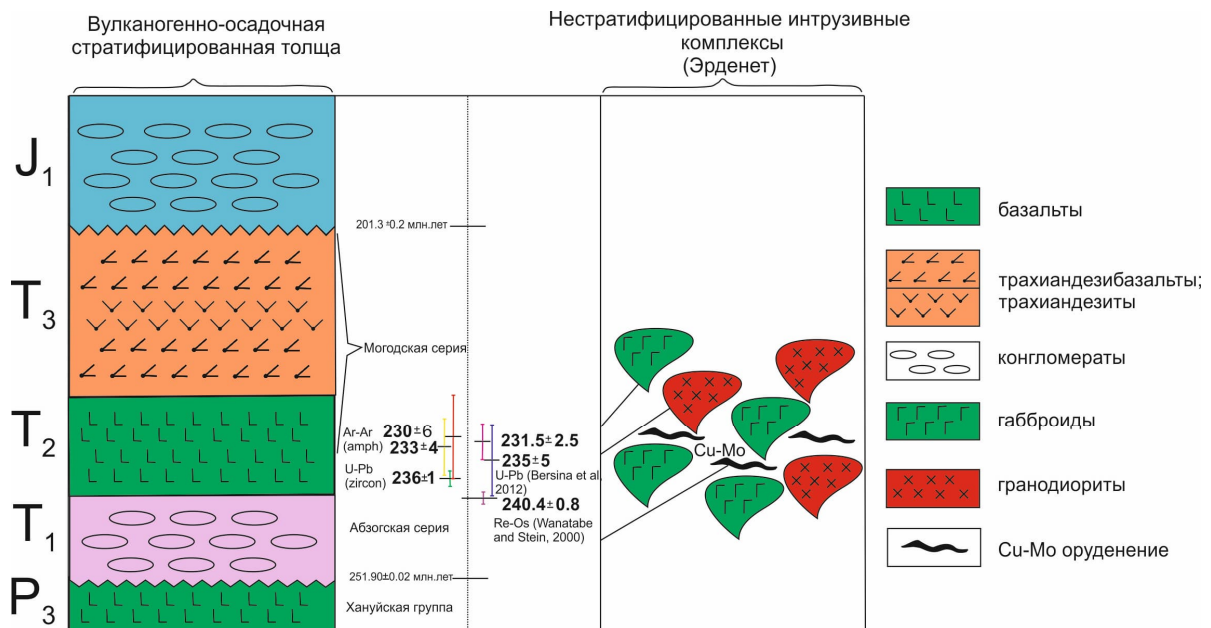


Рис. 2. Корреляционная схема вулканогенно-осадочных комплексов западной части Орхон-Селенгинского прогиба и интрузивных комплексов Cu-Mo месторождения Эрдэнэт.



Таким образом, полученные данные показывают геохимическую и геохронологическую схожесть основных вулканических пород разных мульд Орхон-Селенгинского прогиба с интрузивными габбро-гранодиоритовыми комплексами месторождения Cu-Mo Эрдэнэт, а также субсинхронность вулканизма и процессов рудообразования. В связи с этим рассмотренные интрузивные и вулканические комплексы должны рассматриваться как единый вулканоплутонический комплекс.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект 22-17-00033).

- [1] *Гаврилова С.П., Максимюк И.Е., Оролмаа Д.* Молибден-медно-порфировое месторождение Эрдэнэт (Монголия). М.: ИМГРЭ, 2010. 272 с.
- [2] *Berzina, A.P., Lepekina, E.N., Berzina, A.N. et al.* Zircons of igneous rocks at the Erdenetuin-Obo porphyry Cu-Mo deposit (Mongolia): U-Pb dating and petrological implications // *Doklady Earth Sciences*. 2012. V. 442. P. 249–255.
- [3] *Watanabe, Y.; Stein, H.J.* Re-Os ages for the Erdenet and Tsagaan Suvarga porphyry Cu-Mo deposits, Mongolia, and tectonic implications // *Economic Geology*. 2000. V. 95. № 7. P. 1537–1542.



## ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТОВ ЦИРКОНА В ПЕСЧАНИКАХ ДАТСКОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА НОВОРОССИЙСКО-АНАПСКОГО ФЛИША

А.С. Новикова<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, novikova2787@yandex.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

В отдельном докладе [1] на этой конференции представлены результаты литологического изучения песчаников из обнаженного на участке «Скала Киселева» палеоценового фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша. Участок расположен на побережье Черного моря между устьями рек Туапсе и Агой. В настоящем докладе представлены результаты изучения U-Th-Pb-изотопной системы зерен детритового циркона (**dZr**), выделенных из изученных песчаников (проба K21-012). Исходные аналитические данные в виде таблицы можно будет найти в виде e-supplement, сопровождающего статью [3], которая сейчас проходит редподготовку в журнале «Литология и полезные ископаемые».

Из светло-пепельно-серых мелкосреднезернистых (обломки 0.05–2.00 мм в поперечнике) известковистых песчаников массивного облика основания одного из флишевых ритмов (в точке с координатами 44°06' 36.83"с.ш. 39°01' 59.13"в.д.) отобрана проба K21-012 начальным весом ~3 кг для выделения **dZr** и их последующего датирования. Часть материала (1.5 кг) измельчена вручную в чугунной ступе до размерного класса –0.25 мм с использованием одноразового капронового сита. Из измельченного материала в проточной водопроводной воде отмучена взвесь пелитовой и мелкоалевритовой (>20–30 мкм) размерности и после просушки разделена в тяжелой жидкости. Из тяжелой минеральной фракции отделены магнитные минералы. Полученная фракция тяжелых немагнитных минералов содержала многочисленные **dZr**. Концентрирование **dZr** до уровня монофракции проведено не было; зерна для анализа с использованием бинокля выбраны случайным образом вручную и стандартными приемами имплантированы в эпоксидную шашку.

Все имплантированные в эпоксидную шашку **dZr** из пробы K21-012 изучены в ГИН РАН с помощью оптического микроскопа и выборочно – на электронном микроскопе TESCAN в режиме катодной люминесценции. Зерна **dZr** имеют размер от 20–30 до 150–170 мкм и в поляризованном свете обладают высокой интерференционной окраской разной степени интенсивности. Форма зерен преимущественно округлая, лишь единичные зерна сохранили удлиненную игольчатую форму. Немногочисленные **dZr** несут черты, присущие правильно оформленным кристаллам. Большинство же **dZr** – это или окатанные части более крупных кристаллов, или зерна, изначально имеющие очень сложное строение, вплоть до бесформенных образований. Большинство **dZr** содержат многочисленные включения разной природы. Иногда включения игольчатые, скорее всего, это кристаллы апатита. В некоторых **dZr** видны ядра, обрамленные оболочками.

U-Th-Pb-изотопные анализы циркона методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) выполнены в ЦКП ГИН РАН. Для лазерного отбора микропробы использована система лазерной абляции NWR-213 («Electro Scientific Ind.»), совмещенная с магнитосекторным ИСП масс-спектрометром высокого разрешения «Element2» («Thermo Scientific Inc.»). Рабочие параметры аппаратуры приведены в [4]. Обработка аналитических результатов выполнена с помощью коммерческой программы GLITTER [8] и программы Isoplot/Ex [10]. Для коррекции на обычный свинец использована программа ComPbCorr, составленная Т. Анерсеном [7]. Для характеристики степени дискордантности анализов использованы величины D1 и D2, рассчитанные по формулам:

$$D1=100 \% \cdot (\text{возраст } ({}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}) / \text{возраст } ({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}) - 1),$$

$$D2=100 \% \cdot (\text{возраст } ({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } ({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}) - 1).$$

Гистограммы и кривая плотности вероятности (**КПВ**) построены с учетом только анализов (кондиционных датировок), удовлетворяющих трем условиям: (1)  $-10\% < D1$  и  $D2 < 10\%$ , (2) аналитическая ошибка измерений обеспечивает точность оценки возраста  $< 50$  млн лет и (3) поправка на общий свинец меняет возраст  $< 50$  млн лет.

Всего изучение U-Th-Pb изотопной системы выполнено для 130 **dZr** из пробы K21-012. Во многих проанализированных **dZr** возраст определен по части аналитического сигнала, соответствующей, скорее всего, либо ядру, либо оболочке зерна. Для возрастных оценок  $\sim 35\%$  зерен **dZr** характерна сильная дискордантность. Это свидетельствует о массовом термальном (метаморфическом) и/или метасоматическом воздействии (возможно, неоднократном) на проанализированные **dZr**, которое в разной степени нарушило их U-Th-Pb изотопную систему, иногда очень существенно ( $D > 30\%$ ). В породах, из которых была отобрана проба K21-012, при их литолого-петрографическом изучении [1] признаков метаморфического или метасоматического изменения не выявлено, поэтому наиболее вероятно, что «дискордантные» **dZr** рециклированы из пород, ранее испытывавших термальное (метаморфическое) и/или метасоматическое воздействие.

Для построения гистограммы и **КПВ** использованы только кондиционные датировки ( $n=91$ ). На **КПВ** проявлены пики 344 (яркий), 901, 1073, 1174 (яркий), 1391, 1531, 1655, 1770 и 2071 млн лет, поддержанные тремя измерениями и более. Максимальный полученный возраст  $2973 \pm 12$  млн лет ( $a_{27}$ ,  $D1=0.44\%$ ,  $D2=0.78\%$ ), минимальный –  $318 \pm 3$  млн лет ( $a_{108}$ ,  $D1=-0.6\%$ ,  $D2=3.8\%$ ). В проанализированных зернах **dZr** зафиксированы содержания U от 0.2 до 1846 г/т и Th от 0.3 до 1287 г/т; при этом величины Th/U варьируются от 0.005 до 3.440. Каких-либо очевидных закономерностей между U-Pb возрастом и величинами Th/U для этих зерен не выявлено.

Средневзвешенный возраст четырех самых молодых **dZr** показал значение  $322 \pm 7$  млн лет. Это означает, что временной зазор (разрыв) между седиментационным возрастом изученного среднедатского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша и самыми молодыми датировками **dZr** из песчаников этого разреза – около 250 млн лет (от  $\sim 64$  до  $\sim 322$  млн лет).

В Крымско-Кавказском регионе широко проявлен юрский магматизм. При этом некоторые магматические тела (магматиты гор Индюк, Индюшонок и др.), возраст которых подтвержден современными высокоточными геохронологическими датировками, расположены всего в 20–30 км от «Скалы Киселева» (место отбора пробы K21-012). Однако **dZr** с юрским возрастом в пробе K21-012 не зафиксировано. Таким образом, признаков размыва юрских магматических комплексов и поступления их эрозионных продуктов в изученный фрагмент новороссийско-анапского флиша не выявлено. А это может означать, что эродируемого горного сооружения на месте современного западного сегмента Большого Кавказа в датском веке не было.

Сопоставление возрастного набора **dZr** из пробы K21-012 с возрастными наборами **dZr** из красноцветных песчаников верхней перми и нижнего триаса Московской синеклизы Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [2, 5] показало удивительное сходство этих наборов до мелких деталей. В целом высокую схожесть показало сравнение **КПВ** возрастов **dZr** из пробы K21-012 с аналогичными графиками для песков и песчаников палеоген-неогеновых и раннечетвертичных (ранний плейстоцен) толщ других районов Западного Кавказа и Западного Предкавказья [9, 11], а также для современных аллювиальных песков дельты Волги и Дона [6, 9], дренирующих обширные площади ВЕП. Все это указывает на то, что обломочный материал, слагающий среднедатский фрагмент разреза новороссийско-анапского флиша, принесен со стороны ВЕП.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ 23-27-00409.

- [1] Драздова А.В., Романюк Т.В. Макро- и микро-характеристики песчаников палеоценового фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша (побережье Черного моря, «Скала Киселева») // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 21. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2023. С. 95–97.
- [2] 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.
- [3] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2023 (в печати).
- [4] 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.
- [5] Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В. и др. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U-Pb-датирования обломочного циркона //

- Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.
- [6] Allen M.B., Morton A.C., Fanning C.M. et al. Zircon age constraints on sediment provenance in the Caspian region // Journal of the Geological Society. 2006. V. 163. P. 647–655.
- [7] Andersen T. ComPbCorr – Software for Common Lead Correction of U-Th-Pb Analyses That Do Not Report  $^{204}\text{Pb}$  // Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues / Ed. P.J. Sylvester. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vancouver, 2008. V. 40. P. 312–314.
- [8] Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues / Ed. P.J. Sylvester. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vancouver, 2008. V. 40. P. 308–311.
- [9] Koltringer C., Stevens T., Lindner M. et al. Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea – Caspian Sea region identified by detrital zircon U-Pb geochronology // Global and Planetary Change. 2022. V. 209. 103736.
- [10] Ludwig K.R. ISOPLOT 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2012. № 5. 75 p.
- [11] Vincent S.J., Morton A.C., Hyden F., Fanning M. Insights from petrography, mineralogy and U-Pb zircon geochronology into the provenance and reservoir potential of Cenozoic siliciclastic depositional systems supplying the northern margin of the Eastern Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 2013. V. 45. P. 331–348.



## О ВОЗРАСТЕ МЕТАВУЛКАНИТОВ ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

Р.О. Овчинников<sup>1</sup>, А.А. Сорокин<sup>1</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, ovchinnikov@igm.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Выделение основных этапов проявления магматических импульсов в геологической истории континентальных массивов, зажатых в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), представляет собой важнейшую задачу, решение которой имеет неопределимое значение для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этой крупнейшей структуры Азии.

Буреинский континентальный массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов восточной части ЦАСП [3].

На данный момент к числу наименее изученных элементов в геологическом строении Буреинского массива относятся магматические и метаморфические комплексы, условно относимые к раннему докембрию в его северо-западной части. В связи с этим авторы провели геохимические и U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования метавулканитов дягдаглейской толщи в бассейне р. Дягдагле в северо-западной части массива.

Метавулканиты дягдаглейской толщи – серые, с зеленоватыми оттенками, породы, обладающие реликтовой порфировой структурой. Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и биотитом. Основная масса сложена преимущественно кварцем. Акцессорные минералы включают циркон, оксиды железа.

С учетом метаморфических преобразований для реконструкции состава первичных пород рассматриваемых метавулканитов авторы использовали классификационную диаграмму  $(Zr/TiO_2) \times 0.0001 - SiO_2$  [9], основанную на соотношении немобильных при метаморфизме элементов. На данной диаграмме составы метавулканитов дягдаглейской толщи соответствуют риолитам.

Для U-Pb геохронологических исследований использован образец R-46-7 метариолита, отобранный в береговых обнажениях р. Дягдагле.

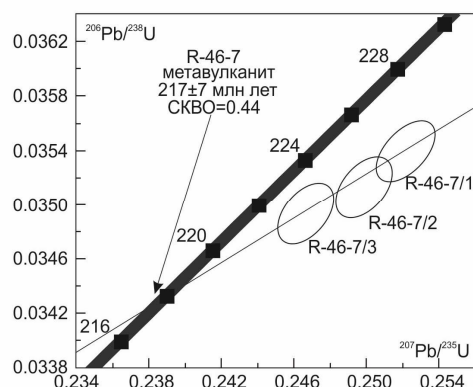
Выделение циркона проведено по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Изотопные анализы проведены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом режиме, так и при помощи счетчика ионов. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программы «ISOPLOT» [5]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [8]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [7]. Все ошибки приведены на уровне 2-σ.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований были использованы три микронавески наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона размерностью 50–85 и 85–100 мкм, преимущественно длиннопризматического габитуса. Точки его изотопного состава образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $217 \pm 7$  млн лет (верхнее пересечение равно  $1254 \pm 960$  млн лет, СКВО=0.44) (рисунок).

Морфологические особенности исследованных цирконов свидетельствуют об их магматическом происхождении, что позволяет рассматривать полученную оценку возраста как возраст кристаллизации метариолитов дягдаглейской толщи.

Результаты проведенных геохронологических исследований свидетельствуют о том, что метариолиты дягдаглейской толщи имеют позднетриасовый возраст, а не неоархейский, как традиционно считалось ранее [1 и др.]. Кроме того, в работе [2] для парагнейсов дягдаглейской

толщи был установлен раннепалеозойский возраст – нижняя возрастная граница накопления протолита ~487 млн лет. Таким образом, можно утверждать, что в составе дягдаглейской толщи совмещены разновозрастные образования.



**Диаграмма с конкордией для циркона из метариолита дягдаглейской толщи Буреинского континентального массива.**

Геологические процессы раннего мезозоя имели определяющее значение в формировании структуры Восточной Азии. На этот отрезок геологической истории приходится окончательное закрытие Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов, а также начало формирования конвергентной границы вдоль тихоокеанской окраины Азии. Эти события послужили причиной проявления масштабных этапов магматизма в пределах всех континентальных массивов восточной части ЦАСП [10]. Полученная оценка возраста для метариолитов дягдаглейской толщи  $217 \pm 7$  млн лет, в совокупности с ранее полученными датировками  $219 \pm 1$  и  $212 \pm 5$  млн лет [4] для гранитоидов в северо-западной части Буреинского массива, отражает поздне триасовый этап магматизма, вероятно связанный с одним из этапов субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана, окончательное закрытие которого приходится на рубеж ранней и средней юры [6].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00001, <https://rscf.ru/project/22-77-00001/>.

- [1] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-52 (Благовещенск). Третье поколение / Ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- [2] Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П. и др. Раннепалеозойский возраст и природа протолита метаморфических пород дягдаглейской толщи, Буреинский континентальный массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 48–62.
- [3] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- [4] Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 717–728.
- [5] Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 76 p.
- [6] Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P. et al. Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 58–78.
- [7] Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planetary Science Letters. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- [8] Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth Planetary Science Letters. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- [9] Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325–343.
- [10] Wu F.Y., Zhang Y.B., Sun D.Y. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 41. P. 1–30.



## ДВА ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ КУОНАМСКОЙ КРУПНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ. ТЕСТИРОВАНИЕ ГИПОТЕЗЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫМ МЕТОДОМ

А.М. Пасенко, В.Э. Павлов, И.В. Федюкин

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, a.m.pasenko@iperas.ru

Куонамская крупная магматическая провинция (КМП) распространена на севере Сибирской платформы. Она представлена дайками и силлами, обнажающимися на территории Анабарского массива и Оленекского поднятия и прорывающими породы фундамента и отложения нижнего рифея [1]. Считается, что формирование Куонамской КМП связано с распадом мезопротерозойского суперконтинента Нуна (Колумбия) [1]. В то же время достоверно не известно, как именно происходил распад суперконтинента, как взаимодействовал Сибирский кратон с соседними кратонами и где располагался центр плюма, сформировавшего Куонамскую КМП [1, 2].

Ответить на поставленные выше вопросы возможно при помощи проведения геохронологических и палеомагнитных исследований. Известные возрастные определения для тел Куонамской КМП составляют  $1498\pm 2$ ,  $1502\pm 6$ ,  $1503\pm 2$ ,  $1502\pm 8$ ,  $1493\pm 9$ ,  $1483\pm 17$  и  $1473\pm 24$  млн лет [1, 3]. Самое молодое определение возраста получено для крупного силла Сололи-Кютюнгде на Оленекском поднятии [3]. Недавно в южной части Анабарского массива был выделен крупный доковый рой, также отнесенный к КМП на основании данных U-Pb датирования, показавших для трех тел этого роя возраст  $1496\pm 7$ ,  $1494\pm 3$  и  $1494\pm 5$  млн лет [2]. Средневзвешенный возраст тел Куонамской провинции составляет  $1501\pm 3$  млн лет [1].

Проведенные ранее палеомагнитные исследования интрузивных и вулканогенно-осадочных пород унгуохтахской свиты Уджинского палеорифта (междуречье р. Анабар и Оленек) указали на вероятную разновозрастность изученных пород Куонамскому магматизму [4]. Данные о возрасте цирконов из туфов свиты подтвердили это предположение. По результатам геохронологических исследований породы унгуохтахской свиты сформировались не позднее  $1459\pm 16$  млн лет назад, что с учетом погрешности возможно соотносить с возрастом Куонамского магматизма [5].

По результатам палеомагнитных исследований силлов и даек этой провинции было получено два важных, но статистически различных палеомагнитных определения – по интрузивным телам северного и западного Анабара [6]. Подобное различие в палеомагнитных направлениях для разновозрастных тел можно объяснить либо неучтенными при исследованиях крупными тектоническими нарушениями, либо различным возрастом этих тел. Первая гипотеза для тектонически стабильного Анабарского массива кажется несостоятельной, поэтому в качестве рабочей гипотезы рассматривается вторая. Однако до настоящего времени сильных доводов в ее пользу обнаружено не было.

В рамках работы была изучена древняя намагниченность, записанная в мезопротерозойских силлах среднего течения р. Котуй. Полученные результаты показали, что изученные тела близковозрастны интрузиям западного Анабара с возрастом около 1500 млн лет. Этот вывод подкрепляется датировкой U-Pb методом по бадделейту, полученной по одному из опробованных авторами силлов (Пасенко и др., на рассмотрении).

В то же время направления древней намагниченности, выделенные в породах унгуохтахской свиты Уджинского палеорифта, близки к направлениям для интрузивных пород Северного Анабара с возрастом 1460–1480 млн лет [4].

Авторами были рассчитаны соответствующие каждому изученному телу виртуальные геомагнитные полюсы (ВГП), которые впоследствии были объединены с ВГП остальных интрузивных тел Западного склона Анабара (WAI) на основании их разновозрастности и географической близости. Полученный полюс имеет координаты  $Plat=-26.4^\circ$ ;  $Plong=65.1^\circ$ ;  $A95=4.6^\circ$ ;  $N=44$ . Полюс для предполагаемых более молодых тел с возрастом 1460–1480 млн лет рассчитан также путем объединения виртуальных полюсов для каждого сайта для тел Северного Анабара ( $1483\pm 17$  млн лет) [6], силла Сололи-Кютюнгде ( $1473\pm 24$  млн лет) [3] и пород унгуохтахской

свиты ( $1459 \pm 16$  млн лет) [4]. Рассчитанный палеомагнитный полюс для Сибирской платформы для времени 1460–1480 млн лет имеет координаты  $Plat = -36.7^\circ$ ;  $Plong = 77.3^\circ$ ;  $A95 = 7.6^\circ$ ;  $N = 41$ .

Полученные уточненные полюсы для 1460–1480 и 1500 млн лет еще более значимо различаются, чем палеомагнитные определения для интрузивных тел Северного и Западного Анабара, что подкрепляет гипотезу о вероятном формировании Куонамской КМП в два этапа. Полученные новые палеомагнитные полюсы также способствуют уточнению соответствующего интервала ТКМП.

Работа выполнена при поддержке РФФ №22-77-00052.

- [1] Ernst R. E., Okrugin A. V., Veselovskiy R. V., Kamo S. L., Hamilton M. A., Pavlov V., Soderlund U., Chamberlain K. R., Rogers C. The 1501 Ma Kuonamka Large Igneous Province of northern Siberia: U-Pb geochronology, geochemistry, and links with coeval magmatism on other crustal blocks // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. № 5. P. 653–671.
- [2] Tomshin M. D., Ernst R. E., Söderlund U., Okrugin A. V. Kengede mafic dyke swarm and expansion of the 1.50 Ga Kuonamka Large Igneous Province of northern Siberia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2023. V. 14. № 4. 0707.
- [3] Wingate M. T. D., Pisarevsky S. A., Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Konstantinov K. M., Mazukabzov A. M., Stanevich A. M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precambrian Research*. 2009. V. 170. № 3–4. P. 256–266.
- [4] Pasenko A. M., Malyshev S. V. Paleomagnetism and Age Correlation of the Mesoproterozoic Rocks of the Udzha and Olenek Uplifts, Northeastern Siberian Platform // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2020. V. 56. № 6. P. 864–887.
- [5] Malyshev S., Pasenko A., Khudoley A., Ivanov A., Priyatkina N., Pazukhina A., Marfin A., DuFrane A., Sharygin I., Gladkochub D. What is the age of the Udzha paleorift?: U-Pb age of detrital zircons from Udzha basin terrigenous succession, northern Siberia // *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*. 2022. V. 67. № 4.
- [6] Evans D. A. D., Veselovsky R. V., Petrov P. Yu., Shatsillo A. V., Pavlov V. E. Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia // *Precambrian Research*. 2016. V. 281. P. 639–655.





## ЖАРМА-САУРСКАЯ ЗОНА: СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

В.А. Пенкина<sup>1,2</sup>, П.Д. Котлер<sup>1,2,3</sup>, С.В. Хромых<sup>2</sup>, А.В. Куликова<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

<sup>3</sup> Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Объектом исследования являются породы Жарма-Саурской зоны, локализованной в западной части Центрально-Азиатского пояса в составе Обь-Зайсанской складчатой системы. Зона представляет собой вытянутую в северо-западном направлении полосу осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, протяженных более чем на 450 км в пределах Восточного Казахстана и Северо-Западного Китая. Традиционно Жарма-Саурская зона описывается как палеоостроводужная система, развивавшаяся в пределах Обь-Зайсанского океана в позднепалеозойское время [1–3]. На юго-западе Жарма-Саурская зона граничит с каледонскими образованиями Чингиз-Тарбагатайской зоны, а на северо-востоке – с Чарской палеоокеанической зоной. В работе представлены новые данные по петрографии, составу и возрасту девон-каменноугольных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ Жарма-Саурской зоны, существенно дополняющие текущие представления о природе рассматриваемого тектонического блока. По геологическому строению, составу горных пород и структурному характеру Жарма-Саурская зона разделяется на западную Жарминско-Сарсазанскую и восточную Воронцовско-Саурскую подзоны [1].

Жарминско-Сарсазанская подзона представляет собой флишоидный прогиб, развивавшийся на различных каледонских комплексах Чингиз-Тарбагатайской зоны и девонских вулканических и осадочных разрезах. В этой подзоне рассматривается нижневизейская коконьская свита ( $C_1kk$ ), в состав которой входят гравелиты, полимиктовые песчаники, алевропесчаники и алевролиты. По петрографии песчаники являются полевошпатовыми граувакками или литаренитами – в обломочной части встречаются плагиоклазы, обломки вулканических пород и малое количество кварца. По литохимии и петрохимическим индексам породы «незрелые» с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов и содержание  $SiO_2$  в них составляет в среднем 60.7 мас. %.

Воронцовско-Саурская подзона сложена нижнекаменноугольными вулканогенно-осадочными комплексами, среди которых в юго-западной части подзоны выходит на поверхность средне-верхнедевонская живет-франская толща ( $D_2zv-D_3f$ ), в состав которой входят полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты и конгломераты. Песчаники живет-франа в среднем имеют содержание  $SiO_2$  63.4 мас. %, и в их обломках значительно увеличивается количество кварца. Породы соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам или лититовым аркозам. Вулканогенно-осадочные разрезы представлены терсайрынской ( $C_1trs$ ) и кояндинской ( $C_1kn$ ) свитами нижнего карбона и в целом схожи по типу пород: кремнистые алевролиты, кремни, туфовые песчаники, туфы, базальты, андезибазальты и андезиты. Для туфовых песчаников характерно среднее содержание  $SiO_2$  в 56.5 мас. % и минимальное содержание кварца или его отсутствие в обломочной части. Породы «незрелые» с высоким содержанием обломков вулканитов, амфиболов и пироксенов. Магматические породы терсайрынской свиты представлены преимущественно андезитами, в кояндинской свите – базальтами. На TAS диаграмме образцы кояндинской свиты попадают в области базальтов, андезибазальтов, реже трахиандезитов. В терсайрынской свите породы принадлежат преимущественно к трахиандезибазальтам и трахиандезитам, реже к – андезибазальтам. По содержанию  $K_2O$  породы кояндинской свиты относятся преимущественно к умеренно-калиевой известково-щелочной серии, а вулканиты терсайрынской свиты – преимущественно к низкокалиевой толеитовой серии, меньше к умеренно-калиевой известково-щелочной серии. Для пород кояндинской свиты  $Mg\#$  варьируется от 57.54 до 72.33 ( $MgO=2.45-7.06$  мас. %) при содержании  $SiO_2$  от 46.58 до 57.23 мас. %,  $TiO_2$  от 0.63 до 1.30 мас. % и  $Al_2O_3=16.57-19.73$  мас. %, вулканические породы терсайрынской свиты характеризуются  $Mg\#$

от 49.53 до 74.59 ( $MgO=1.67-5.40$  мас. %) с содержанием  $SiO_2$  от 52.38 до 62.87 мас. %,  $TiO_2$  от 0.48 до 1.58 мас. % и  $Al_2O_3=14.84-18.86$  мас. %. Распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) для вулканических пород кояндинской свиты показывают умеренное обогащение легкими РЗЭ и плоское распределение в области тяжелых. В терсайрыкской свите для андезибазальтов характерно плоское распределение РЗЭ, для трахиандезитов – умеренное до сильного обогащение легкими РЗЭ. В целом, для вулканитов двух свит характерен отсутствующий или слабопроявленный Eu-минимум, а на мультиэлементных спектрах видны Ta-Nb, Ti минимумы и положительные аномалии по Sr, что указывает на надсубдукционную природу вулканических пород.

U-Pb датирование детритовых цирконов. Католюминесцентные изображения показывают, что все цирконы имеют осцилляторную зональность, указывающую на их магматическое происхождение. Th/U отношения во всех цирконах варьируются от 0.21 до 2.15, что также говорит об их магматическом происхождении. Возрастные значения детритовых цирконов (N=78) из песчаника живет-франской толщи находятся в интервале от 378 до 521 млн лет с главными пиками на 451, 432 и 401 млн лет. Средневзвешенное значение возраста самой молодой популяции цирконов –  $381.0 \pm 6.0$  млн лет (фран). Значения возраста цирконов из туфового песчаника кояндинской свиты (N=64) лежат в интервале от 330 до 372 млн лет с основным пиком на 348 млн лет (турне). Возраст самой молодой популяции цирконов –  $331.4 \pm 8.4$  млн лет (визе). Для терсайрыкской свиты значения возраста (N=69) лежат в интервале от 339 до 392 млн лет с главным пиком на 355 млн лет (турне). Средневзвешенный возраст самой молодой популяции цирконов –  $341.0 \pm 11$  млн лет (визе). Возраст детритовых цирконов (N=92) из алевропесчаника коконьской свиты охватывает интервал от 327 до 523 млн лет с главными пиками на 518, 429 и 352 млн лет. Значение возраста самой молодой популяции цирконов – 341 млн лет (визе). Все представленные возрастные значения детритовых цирконов определялись методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в Центре геотермохронологии Казанского федерального университета.

Данные по изотопному составу Nd показывают, что все песчаники имеют положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  от +4.48 – для песчаника живет-франской толщи до +6.51 – для туфового песчаника кояндинской свиты, песчаник коконьской свиты занимает промежуточное положение со значением +4.84. Анализ изотопных отношений неодима показывает, что для песчаников всех трех толщ основным источником сноса служили ювенильные магматические породы без участия древнего корового материала. Базальт кояндинской свиты показывает высокое положительное значение  $\epsilon_{Nd}(t)=+6.91$ , указывающее на значительный вклад материала океанической коры при формировании пород в процессе субдукции.

В Воронцовско-Саурской подзоне ограничено распространена живет-франская толща, формирование которой связано с размывом вулканогенно-осадочных и магматических островодужных комплексов, широко развитых в пределах сопряженной Чингиз-Тарбагатайской зоны и связанных с ней раннедевонских вулканитов. Об этом свидетельствуют данные по детритовым цирконам из песчаников, указывающие на наличие в области сноса ордовик-силурийских и раннедевонских магматических комплексов. Также об этом говорит высокое содержание кварца в обломках, результаты по петрохимии и литохимии, а также значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ , сопоставимые с таковыми для комплексов Чингиз-Тарбагатай [4]. Значения петрохимических индексов для живет-франских песчаников также свидетельствуют о том, что материал песчаников переносился на большее расстояние в сравнении с песчаниками кояндинской и терсайрыкской свит. Данные по кояндинской и терсайрыкской свитам свидетельствуют об их формировании за счет разрушения магматических пород вблизи незрелой дуги. Относительно песчаников живет-франской толщи для осадочных пород кояндинской и терсайрыкской свит характерно значительно меньшее содержание кварца в обломках, а также более высокое значение  $\epsilon_{Nd}(t)$ . Это предполагает смену источников сноса для песчаников в фамене-турне. Вероятно, новым источником сноса являлись магматические породы Жарма-Саурской дуги, которые широко развиты в пределах Воронцовско-Саурской подзоны, что согласуется с возрастом детритовых цирконов из туфовых песчаников кояндинской и терсайрыкской свит. В пределах кояндинской свиты вулканические породы представлены базальтами и андезибазальтами, в терсайрыкской свите – трахиандезитами. Возраст проявления магматизма Жарма-Саурской дуги соответствует турнейскому веку раннего карбона. Данные по редким элементам и изотопии Nd для пород кояндинской и терсайрыкской свит указывают на их надсубдукционное происхождение со значительным вкладом материала океанической коры. Жарминско-Сарсазанская подзона характеризуется широким распространением коконьской свиты, которая выполняет осадочный прогиб между структурами Жарма-Саура и Чингиз-Тарбагатай. Полученные данные свидетельствуют, что формирование коконьской свиты являлось результатом одновременного разрушения пород относительно зрелой Чингиз-

Тарбагатайской и незрелой Жарма-Саурской дуг, что подтверждается результатами U-Pb датирования с раннекарбонowymi и раннепалеозойскими возрастными пиками. Также об этом свидетельствуют изотопные данные по песчанику коконьской свиты, показывающие промежуточное положение  $\epsilon_{Nd}(t)$ .

Полученные данные показывают, что Жарма-Саурская островодужная система развивалась в раннекаменноугольное время на восточной окраине Казахстанского составного континента. Западная часть Жарма-Саурской зоны (Жарминско-Сарсазанская подзона), выполненная раннекарбоновой коконьской свитой, представляла собой задуговой прогиб, заложенный на раннепалеозойском основании Чингиз-Тарбагатайской зоны. Восточная часть Жарма-Саурской зоны (Воронцовско-Саурская подзона) представляла собой вулканическую дугу, сложенную породами двух свит – кояндинской (существенно базальтовой) и терсайрыкской (преимущественно андезитовой). Породы живет-франской толщи, обнажающиеся в пределах этой подзоны, представляют собой продукт размыва каледонид Чингиз-Тарбагатая.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00061.

- [1] Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
- [2] *Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N.* Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 3. P. 405–426.
- [3] *Safonova I., Perfilova A., Obut O., Kotler P., Aoki S., Komiya T., Wang B., Sun M.* Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of eastern Kazakhstan: implications from U-Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes // *International Journal of Earth Sciences*. 2021. V. 111. № 8. P. 2449–2468.
- [4] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А. Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // *Геотектоника*. 2015. № 6. С. 20.



## МИНЕРАЛЬНО-ФАЗОВЫЕ СОСТАВЫ, ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТОБАЛИТОВОГО КЛИНКЕРА И ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПАРАЛАВ В ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ ХАМАРИН-ХУРАЛ-ХИД, ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ

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

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, pgmigor@mail.ru

Пирометаморфический комплекс Хамарин-Хурал-Хид занимает небольшую площадь (~15 км<sup>2</sup>) в Восточно-Монгольской угленосной провинции. Комплекс слагают пирогенные породы, которые формировались во время многостадийных современных и четвертичных природных пожаров бурого угля в терригенно-карбонатной осадочной толще раннемеловой дзунбаинской свиты. История открытия комплекса, имеющиеся материалы по геологическому строению и первые результаты изучения слагающих его основных разновидностей пород (пирогенно измененные аргиллиты, клинкер, мелилит-нефелиновая паралава, реликт мергелистого известняка), слагающих их минералов и фаз были представлены ранее [1–4].

Большое разнообразие минерально-фазовых ассоциаций паралав и других пирогенных пород связаны с литологией (вариациями состава) осадочных протолитов и локальными условиями полистадийных процессов образования пирометаморфических комплексов Монголии [1, 2, 5, 6]. В мелилит-нефелиновых паралавах Хамарин-Хурал-Хида были обнаружены редкие минералы: групп оливина (кирштейнит) и нефелина (Са-нефелин, давидсмитит), рёнит-куратит, Fe-Cu сульфиды группы джерфишерита (зоарит-оуэнсит), фосфиды Fe (баррингерит Fe<sub>3</sub>P, шрейберзит, эвтектика α-Fe и Fe<sub>3</sub>P – стеадит Fe<sub>4</sub>P) [1]. Изучение комплекса продолжается, обнаружены новые площади и новые пирогенные породы с уникальными минерально-фазовыми ассоциациями – кристобалитовый клинкер и железистые паралавы [7].

Методами КР-спектрокопии и СЭМ-ЭДС в кристобалитовом клинкере диагностированы минералы группы кордиерита в гексагональной (индиалит, ферроиндиалит) и в ромбической (кордиерит, секанинаит) модификациях. Изучены образцы клинкера и ксенолиты клинкера в мелилит-нефелиновой паралаве, содержащие в разных фрагментах матрикса как гексагональные, так и ромбические минералы этой группы. Не обнаружено связи между содержанием калия в минералах группы кордиерита и их структурой – гексагональной либо ромбической. Определены вариации состава породообразующих, второстепенных, акцессорных и некоторых редких минералов – полиморфов кремнезема, муллита, фаялита, оксидов Fe и Ti, ферросилита и др. Установлены особенности КР-спектров секанинатита, индиалита, ферроиндиалита, муллита и безводного фосфата Fe-Ca-Mn, возможно из группы графтонита.

Анализ геохимических особенностей клинкера и паралав показал, что их образование происходило при плавлении пород раннемеловой осадочной толщи дзунбаинской свиты. На это указывают сходные по форме нормированные REE и мультиэлементные распределения разных типов термически измененных осадочных пород, клинкера и паралав.

Кристобалитовый клинкер, тридимит-секанинаитовая и кристобалит-фаялитовая железистые паралавы формировались в результате частичного плавления пелитов, обогащенных железом. Муллит кристаллизовался в процессе дегидратации – дегидроксиляции и инконгруэнтного плавления тонкодисперсного аморфизованного вещества аргиллита-алевролита. В клинкере при  $T > 850$  °C происходила массовая кристаллизация муллита из обогащенного калием алюмосиликатного расплава. При подземном горении пластов бурого угля нагревание пород вышележащей осадочной толщи превышало 1050 °C (по условиям кристаллизации минералов группы кордиерита), а в локальных участках достигало температуры плавления зерен детритового кварца (>1300–1400 °C) и, возможно, поля устойчивости стабильного β-кристобалита (>1470 °C). В наиболее расплавленных участках матрикса клинкера в обогащенном Al, Mg, Fe и K кислом плюмазитовом расплаве кристаллизовались симплектиты β-кристобалита с индиалитом-ферро-

индиалитом, кордиеритом-секанинаитом либо с основным плагиоклазом. Минералы группы кордиерита (индиалит, ферроиндиалит) в отдельных фрагментах матрикса клинкера сохранили свою гексагональную структуру благодаря очень быстрому охлаждению и стеклованию высокотемпературного кислого алюмосиликатного расплава.

Тридимит-секанинаитовая паралава, кристобалит-фаялитовая паралава и железистые пирогенные породы с порообразующими магнетитом-якобситом и гематитом образовались в высокотемпературных окислительных условиях, вероятно, вблизи буфера гематит-магнетит. Такие условия характерны для подземных пожаров угля при свободном доступе атмосферного кислорода в область горения по трещинным зонам в осадочной толще. Фугитивность кислорода при пирогенных трансформациях осадочных пород изменялась значительно: от сильно восстановительных условий, при которых кристаллизовались фосфиды Fe и самородное железо в недосыщенных по кремнезему расплавах, исходных для мелилит-нефелиновых паралав, и в кислом алюмосиликатном расплаве ксенолитов клинкера, до окислительных, когда в железистых пирогенных породах образуется гематит.

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

- [1] Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е. Плавленые породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 482–510.
- [2] Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Low-pressure (>4 MPa) and high-temperature (> 1250°C) incongruent melting of marly 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.
- [3] Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. Минералы группы оливина в мелилит-нефелиновых паралавах пирометаморфических комплексов Монголии // Записки Российского минералогического общества. 2023. № 1. С. 61–77.
- [4] Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. Главные порообразующие минералы паралав пирометаморфических комплексов Монголии // Записки Российского минералогического общества. 2023. № 4. С. 65–83.
- [5] Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Minerals of the rhönite-kuraitite 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.
- [6] 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.
- [7] 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 (в печати). doi:10.15372/GIG2023144.



## ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ГРАУВАККОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

А.А. Перфилова<sup>1,2</sup>, И.Ю. Сафонова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, p.alina2808@mail.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Чарская сутурно-сдвиговая зона является осевой структурой Иртыш-Зайсанской складчатой системы и представляет собой место взаимодействия активных окраин Казахстанского и Сибирского континентов [1]. Формирование Чарской сутуры происходило в среднем – позднем палеозое в результате закрытия Обь-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана [2, 3]. В составе Чарской зоны выделяют тектонические пластины офиолитов и вулканических пород океанического и островодужного генезиса, чередующихся с зонами серпентинитового и терригенного меланжа [1]. Наиболее распространены девон-каменноугольные океанические и островодужные магматические комплексы и осадки преддуговых бассейнов [4]. В пределах Чарской зоны распространены андезибазальты и андезиты, имеющие надсубдукционные геохимические метки и положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)=+0.6...+8.8$  [4]. Потоки базальтов чередуются с кремнистыми породами, содержащими радиолярии и конодонты раннего карбона [5]. Песчаники находятся в ассоциации с позднедевонскими и раннекаменноугольными островодужными вулканитами [6].

Изученные песчаники относятся к даланкаринской (C<sub>1</sub>) и таубинской (C<sub>2</sub>) свитам. Даланкаринская свита сложена разномелкозернистыми граувакковыми песчаниками, переслаиваемыми с алевропесчаниками и алевролитами. Раннекаменноугольный возраст свиты определен по конодонтам [7]. Отложения даланкаринской свиты с несогласием перекрываются отложениями таубинской свиты, в составе которой выделяется олистостромовая фация, граувакковые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Среднекаменноугольный возраст таубинской свиты получен по находкам фораминифер [7] и конодонтов [8].

Петрографические и геохимические характеристики песчаников Чарской зоны указывают на их граувакковую природу, незрелость и слабую степень выветривания пород в источнике сноса [9]. По результатам U-Pb датирования обломочных цирконов определены главные пики магматизма на рубеже 345–340 и 330–325 млн лет, а также второстепенные пики на уровне 440–430 и 380–370 млн лет [6], что согласуется с датировками, полученными из островодужных пород Чарской зоны девон-раннекаменноугольного возраста [4]. Цирконы ордовикского возраста из песчаников имеют неизвестный источник, так как в пределах Чарской зоны не было диагностировано надсубдукционных пород этого возраста. Средневзвешенные возрасты популяций самых молодых цирконов из песчаников соответствуют 333±5, 322±2, 321±5, 320±3, 314±5 и 308±2 млн лет, что подразумевает нижнюю границу седиментации песчаников в широком интервале от серпуховского яруса раннего карбона до московского яруса среднего карбона.

Для образцов даланкаринской свиты получены положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)=+6.5, +7.6, +5.9$  со значениями двухстадийного возраста  $T_{DM2}=624, 575$  и  $522$  млн лет соответственно. Изотопный состав Lu-Hf в цирконе в образцах песчаников таубинской свиты имеет положительные значения  $\epsilon_{Hf}(t)$  – от +0 до +14 с модельными возрастными  $T_{HfDM}^c$  от 1350 до 413 млн лет.

Для всех песчаников характерны значения  $Co/Th=2.0-7.3$  и  $La/Sc=0.7-1.2$ , указывающие на преобладание в области сноса магматических пород андезитового состава. На дискриминантных треугольниках  $Co-Th-Zr/10$  и  $Th-La-Sc$  [10] точки составов песчаников расположены в области внутриокеанических островных дуг. Единичные зерна с позднедевонским возрастом в песчаниках совпадают с таковыми для надсубдукционных пород основного – среднего состава Чарской зоны [4].

Унимодальное распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников Чарской зоны с главным пиком на 340 млн лет совпадает с пиком на 345 млн лет, полученным из песчаников Тарбагатайской зоны Западной Джунгарии [11, 12]. В пределах Тарбагатайской зоны

так же, как и в Чарской, содержатся надсубдукционные магматические комплексы и породы аккреционного комплекса, разные типы меланжа и породы океанического генезиса [4, 11].

Таким образом, в пределах Чарской зоны наряду с надсубдукционными комплексами распространены граувакковые толщи, сформированные в условиях либо преддугового бассейна, либо глубоководного желоба. Унимодальный характер распределения U-Pb возрастов цирконов и положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  и  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  свидетельствуют об образовании граувакк в результате разрушения внутриокеанической дуги раннекаменноугольного возраста, сложенной ювенильными магматическими породами. Этот возрастной интервал магматизма соответствует возрасту Жарма-Саурской островной дуги, что позволяет предположить образование песчаников за счет размыва пород Жарма-Саурской дуги и их последующее накопление в бассейне седиментации. Комплекс полученных данных указывает на то, что граувакки Чарской зоны были образованы на конвергентной окраине тихоокеанского типа в среднем палеозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022), в рамках госзадания НГУ (проект № FSUS-2020-0039).

- [1] Buslov M.M., Safonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y. et al. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geoscience Journal*. 2001. V. 5. P. 203–224.
- [2] Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузбный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // *Геология и геофизика*. 1979. Т. 20. № 5. С. 66–78.
- [3] Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. Офиолиты Чарской зоны // *Офиолиты*. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 103–178.
- [4] Safonova I., Komiya T., Romer R., Simonov V., Seltmann R., Rudnev, S., Yamamoto, Sh., Sun, M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // *Gondwana Research*. 2018. V. 59. P. 159–179.
- [5] Iwata K., Obut O.T., Buslov M.M. Devonian and Lower Carboniferous radiolaria from the Chara ophiolite belt, East Kazakhstan // *News of Osaka Micropaleontologist*. 1997. V. 10. P. 27–32.
- [6] Safonova I., Perfilova A., Obut O., Kotler P., Aoki S., Komiya T., Wang B., Sun M. Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of eastern Kazakhstan: implications from U-Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes // *International Journal of Earth Sciences*. 2021. V. 111. № 8. P. 2449–2468.
- [7] Клетиков Н.А., Башкирцев А.М., Стасенко Н.В. и др. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 листов М-44-XXII, XXIII (междуречье рек Шар и Иртыш) по работам 2006–2008 гг. Усть-Каменногоorsk, 2008.
- [8] Изох Н.Г., Обут О.Т. Новые находки верхнедевонских и каменноугольных конодонтов в Чарской складчатой зоне восточного Казахстана // *Бюллетень МОИП. Отдел геологический*. 2020. Т. 95. № 2. С. 42–50.
- [9] Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. Springer, 1972. 553 p.
- [10] Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace elements characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986. V. 92. P. 181–193.
- [11] Chen Y., Xiao W., Windley B.F., Zhang J., Zhou K., Sang M. Structures and detrital zircon ages of the Devonian-Permian Tarbagatay accretionary complex in west Junggar, China: imbricated ocean plate stratigraphy and implications for amalgamation of the CAOB // *International Geology Review*. 2017. V. 59. P. 1097–115.
- [12] Borgubolov E., Chen Y., Xiao W., Windley B., Schulmann K., Zhang J., Zhang Z., Song S., Li R. Late Carboniferous southward migration of Tarbagatay subduction–accretion complex by slab retreat and break-off in West Junggar (NW China) // *Geological Journal*. 2018. P. 1–20.



## РУДОНОСНЫЕ РАСПЛАВЫ И ФЛЮИДЫ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

И.Р. Прокопьев, А.Г. Дорошкевич, А.Е. Старикова

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, prokop@igm.nsc.ru, doroshkevich@igm.nsc.ru, a\_sklr@mail.ru

Со щелочно-карбонатитовыми комплексами связан широкий спектр месторождений разных типов полезных ископаемых: редкие (Nb, Ta, Zr и другие), редкоземельные (REE), черные (Fe, Mn), цветные (Cu) и благородные (Au, Ag, Pt) металлы, радиоактивные (Th, U) элементы, а также месторождения апатита (P), флюорита (F), бария (Ba), стронция (Sr) и др. Образование многофазных щелочно-силикатных карбонатитовых интрузий обусловлено процессами генерации специфичных флюидизированных силикатно-карбонатных расплавов в мантии вследствие карбонат-флогопитового метасоматоза. При этом особую роль в процессах минерало- и рудообразования отводят механизмам эволюции щелочно-карбонатитовых систем при переходе от магматического к гидротермальным этапам. Такие переходы трассируются захватом специфичных и рудоносных включений щелочно-карбонатных расплавов, флюидных солевых расплавов и гидротермальных флюидных растворов. Далее приводится краткий обзор физико-химических условий формирования рудоносных щелочно-карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и Центрально-Азиатского пояса, сформированных на рубеже ~1.88 млрд лет, 650, 250 и 140–120 млн лет, согласно результатам исследования включений в минералах.

В пределах Центрально-Алданского региона выделяется палеопротерозойская (1.93–1.88 млрд лет) U-Th-REE-apatитоносная магнезиокарбонатитовая провинция, локализованная вдоль субмеридиональной структурно-металлогенической зоны протяженностью ~600 км. Магнезиокарбонатиты расположены в пределах рифтогенной гравитационной зоны второго порядка с утоненной и малоплотной корой. Типовым объектом доломитовых карбонатитов является REE-apatитовое месторождение Селигдар, а также карбонатиты месторождений Дорожное, Муосталаах, Усть-Чульман и U-Th-REE-apatитовое месторождение Бирикен. Расплавные включения в апатите карбонатитов Селигдара содержат дочерние фазы кальцита и доломита (80–95 об. %), кристаллы сульфатов (тенардита), алюмосиликатов (Na, K), фосфатов и углекислоту в газовой фазе [1]. Температура гомогенизации расплавных включений соответствует 800–950 °C. За гидротермальную (U)-(Th)-P-REE минерализацию на апатитовых объектах отвечают флюидные солевые растворы, ТХ-параметры которых изменяются в процессе эволюции минеральных парагенезисов согласно тренду:  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl-H}_2\text{O-CO}_2$  (42–38 мас. % NaCl-экв., 465–415 °C) →  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ - $\text{H}_2\text{O-CO}_2$  (30–15 мас. % NaCl-экв., 385–250 °C) →  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{H}_2\text{O-CO}_2 \pm \text{N}_2$  (15–1 мас. %, NaCl-экв., 250–100 °C).

Щелочно-ультраосновной карбонатитовый массив Арбарастах расположен на Алданском щите и входит в ареал проявления неопротерозойских (~650–630 млн лет) редкометалльных щелочно-карбонатитовых комплексов, локализованных в пределах южной окраины Сибирского кратона (Белая Зима, Средняя Зима, Тагна и др.). Образование комплексов связано с внутриплитным магматизмом, проявленным на завершающем этапе распада суперконтинента Родиния [2]. Во флогопите рудоносных Zr-Nb карбонатитов массива Арбарастах установлены первичные расплавные включения с дочерними фазами кальцита и клинопироксена (диопсида), а в клинопироксене силикокарбонатитов расплавные включения содержат кальцит и флогопит [3]. Первично-вторичные кристаллофлюидные включения в клинопироксене содержат дочерние фазы кальцита, амфибола (рихтерита), фторапатита, титаномагнетита и рудные фазы состава Ca-Ti-Zr-O; газовая фаза содержит жидкую углекислоту. Температура гомогенизации кристаллофлюидных включений, ответственных за редкометалльную минерализацию карбонатитов, составляет интервал 540–575 °C; давление захвата включений – 2.9–3.3 кбар. Оливин Fe-P фоскоритов содержит две генерации вторичных расплавных включений. В первом типе включений диагностированы дочерние фазы доломита, фторапатита и шортита  $[\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3]$ , что указывает на связь процессов кристаллизации фоскоритов с эволюцией щелочно-карбонатитового расплава. Температура гомогенизации включений – 680–720 °C. Второй тип расплавных включений содержит



кристаллические фазы флогопита и кальцита; декрипитируют включения при 680–720 °С. Хондрит фоскоритов нередко содержит минеральные включения щелочных карбонатов состава найерерита [(Na,K)<sub>2</sub>Ca(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>]. Поздние гидротермальные флюиды, ответственные за P-REE минерализацию фоскоритов, содержат кальцит, стронцианит, а также дочерние фазы гидрокарбонатов и гидроксилбастнезита. Гомогенизируются такие флюиды при температуре 500–430 °С.

Чадобецкий щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс расположен на юге Сибирского кратона, в пределах южной окраины активности Сибирского суперплюма. В строении комплекса участвуют интрузии щелочно-ультраосновных лампрофиров и редкометалльных карбонатитов. Возраст кристаллизации пород комплекса составляет ~255–240 млн лет. Расплавные включения установлены в оливине и шпинелидах лампрофиров [4]. В макрокристаллах оливина присутствуют первично-вторичные расплавные включения, содержащие дочерние фазы флогопита, клинопироксена, Ca-Na-амфибола, кальцита, щелочных Na-Ca карбонатов, фторapatита, ильменита, титаномагнетита, Cu-Ni сульфидов, Ca-Na ангидрита и REE-F-карбонатов; газовая фаза содержит CO<sub>2</sub>. LA ICP-MS исследования индивидуальных расплавных включений в оливине показали присутствие повышенных (100·n ppm) содержаний рудных элементов: LREE, Y, Ba, Sr, Zr, Ta, U и Th. Авторами были получены температуры декрипитации расплавных включений свыше 700 °С. Минеральный состав дочерних фаз включений соответствует минеральному составу ультраосновных лампрофиров, а их химический состав отвечает началу трендов кристаллизации минеральных фаз лампрофиров [4]. Повышенные концентрации рудных элементов во включениях свидетельствуют о редкоземельно-редкометалльной специфике рудоносности расплава щелочно-ультраосновных лампрофиров, последующая эволюция которого, по все вероятности, приводит к образованию рудоносной щелочно-карбонатитовой фракции, формирующей редкометалльные карбонатиты Чадобецкого комплекса.

На рубеже ~140–120 млн лет в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса вследствие внутриплитной магматической деятельности образовались локальные проявления щелочно-карбонатитовых комплексов в рифтогенных структурах Западного Забайкалья, Центральной и Южной Тувы, а также Южной Монголии. Для позднемезозойских карбонатитов характерна Fe-F-(Ba)-(Sr)-REE металлогеническая специфика. Согласно исследованиям расплавных и флюидных включений в минералах карбонатитов и ассоциирующих щелочных силикатных пород было установлено, что западно-забайкальские карбонатитовые комплексы (Халюта Южное, Улан-Удэнское и др.) образовались в результате процессов силикатно-солевой несмесимости и кристаллизационной дифференциации, при этом основная рудоносная F-Ba-Sr-REE фракция была сформирована в интервале температур 560–440 °С при минимальном давлении 3.10–2.75 кбар и характеризовалась хлоридно-карбонатно-фторидно-сульфатным составом ортомагматического флюида [5]. Рудоносные флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты Тувы (Карасуг) образовались из сульфатно-фторидно-карбонатно-хлоридного флюидного рассол-расплава при температуре 650–610 °С и давлении 3.1–2.8 кбар. Вулканическая область Мушугай-Худук в Южной Монголии содержит рудоносные магнетит-апатитовые и кальцит-целестин-флюоритовые породы, образование которых связано с солевыми рудоносными расплавами углекислотно-силикатно-хлоридно-фосфатного и карбонатно-хлоридно-фтор-сульфатного состава, с температурой гомогенизации включений 830–850 и 500–580 °С соответственно.

Исследования выполнены в рамках гранта РНФ 19-77-10004-П.

- [1] Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., et al. Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 81. P. 296–308. doi:10.1016/j.oregeorev.2016.10.012.
- [2] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // *Доклады РАН*. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
- [3] Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V., et al. Petrogenesis of Zr-Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and inclusion data // *Ore Geology Reviews*. 2021. V. 131. 104042. doi:10.1016/j.oregeorev.2021.104042.
- [4] Prokopyev I.R., Starikova A.A., Doroshkevich A.G., et al. Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres from the Terina Complex (Chadobets Upland, Russia): Mineralogy and Melt Inclusion Composition // *Minerals*. 2020. V. 10. № 5. P. 419. doi:10.3390/min10050419.
- [5] 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. P. 573. doi:10.3390/min13040573.



## КАЛЬЦИЕВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ АНКРАМИТОВОЙ СЕРИИ В ДОКЕМБРИЙСКИХ БЛОКАХ УРАЛА

Е.В. Пушкарев

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УРО РАН, pushkarev.1958@mail.ru

Постепенное увеличение разнообразия и объемов щелочно-ультраосновного, карбонатитового, кимберлитового и других типов магматизма, связанного с плавлением метасоматически трансформированного мантийного вещества, в геологической истории Земли начинается примерно с рубежа 2 млрд лет [5]. Это связано с переходом к континентально-океанической стадии геодинамического развития Земли, началом активного проявления тектоники плит и взаимодействия всех ее внутренних оболочек [2, 8, 12]. Все это справедливо и в отношении высокоизвестковистого мафит-ультрамафитового магматизма, с которым связано формирование анкарамитовых вулканических серий и дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа (УАТ), продуктивных на платиновое, титаномагнетитовое и медно-сульфидное оруденение, для которых анкарамиты могут соответствовать по составу родоначальному расплаву [6, 13]. В обзоре [11] показано, что большинство комплексов УАТ имеют палеозойский или мезозойский возраст, а согласно экспериментальным работам А. Медарта, Д. Грина [10, 14] и других исследователей, формирование высокоизвестковистых ультраосновных расплавов связано с плавлением верлитовой или карбонатизированной мантии. Появившиеся в последнее время публикации с описанием протерозойских и архейских комплексов УАТ в Египте, Эфиопии, Канаде и в других регионах, хоть и являются дискуссионными, но позволяют предположить, что уже в палеопротерозое и, возможно, в архее процессы метасоматического преобразования мантии были запущены, что подтверждается и на примере Карело-Кольского региона [1, 9]. В складчатом Урале известны древние блоки архейского, протерозойского и позднедокембрийского возраста, представляющие собой, как считается, выступы цоколя Восточно-Европейской платформы. В составе этих блоков установлены клинопироксениты и тылаиты (анкарамиты). Эти породы имеют много общих черт с аналогичными породами из комплексов УАТ и, вероятно, отражают наиболее ранние процессы метасоматической трансформации преуральской палеомантии, что стало своеобразным триггером, запустившим массовое проявление высокоизвестковистого мафит-ультрамафитового магматизма на Урале в палеозое.

Тылаиты (анкарамиты, израндиты) и ассоциированные с ними оливиновые клинопироксениты и плагиоипироксениты входят в состав александровского и уфалейского метаморфических комплексов на Южном Урале [7]. Они образуют блоки размером от нескольких десятков метров до 4 км и мощностью до 0.5 км среди амфиболитов и гнейсов, предположительно протерозойского возраста. В александровском комплексе ультрамафиты прорваны маломощными дайками, по химическому составу соответствующими анкарамитам с  $CaO/Al_2O_3 > 1$ . Все породы испытали амфиболитовый метаморфизм, но в отдельных блоках сохранили первичную порфиловую структуру и минеральный состав. Ранними минералами в них являются клинопироксен (преобладающий), образующий порфиroidные зерна с хорошо проявленной зональностью, и оливин. Основная масса пород состоит из клинопироксена, пойкилитового ортопироксена, амфибола и плагиоклаза, постоянно присутствуют Cr-Ti-Fe оксиды и сульфиды.

По составу и особенностям геохимии тылаиты и пироксениты уфалейского и александровского комплексов соответствуют породам Платиноносного пояса Урала, отличаясь от них, в среднем, более высокими содержаниями титана, что отражается и в составе хромшпинелидов. Породы характеризуются повышенным содержанием стронция и низким стронций-алюминиевым отношением ( $Str/Al=100-200$ ), что соответствует уровню этих элементов в породах дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий. Фигуративные точки пород на диаграмме  $CaO-Al_2O_3 - MgO^*$  располагаются вдоль линии оливин-клинопироксеновой котектики, фракционирование которой контролирует вариации химического состава пород по этому тренду. Распределение РЗЭ в породах также аналогично геохимии этих элементов в комплексах УАТ. Кривые нормированного на

хондрит распределения РЗЭ характеризуются небольшим подъемом содержаний в области средних лантаноидов и плавным уменьшением концентраций к тяжелым, сохраняя постоянное  $La_N/Yb_N$  отношение на уровне 1.5–2.5.

Для тылаитов (анкарамитов, израндитов) александровского комплекса предполагается архейский и раннепротерозойский возраст [4]. Возраст пироксенитов уфалейского комплекса по данным U-Pb изотопии цирконов соответствует протерозою  $1444 \pm 46$  млн лет, хотя одно зерно циркона имеет возраст  $1651 \pm 47$  млн лет [3]. Интегральный  $^{39}Ar/^{40}Ar$  возраст по амфиболу составляет  $1440 \pm 13$  млн лет, что отражает структурно-тектоническую связь уфалейских клинопироксенитов с рифтогенным магматизмом нижнего рифея на Южном Урале. Возраст финального плато  $^{39}Ar/^{40}Ar$  на диаграмме составляет  $800 \pm 9$  млн лет и, вероятно, соответствует этапу поздних метаморфических преобразований. Формирование клинопироксенитов и тылаитов (анкарамитов) в протерозое (возможно и в архее) указывает на то, что процессы метасоматического преобразования мантийных субстратов уже были запущены, что привело в палеозое к масштабному проявлению высокоизвестковистого ультрамафит-мафитового магматизма в уральском складчатом поясе и формированию крупнейшего в мире Платиноносного пояса Урала и связанных с ним месторождений платины и титаномагнетитовых руд.

«Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00224, <https://rscf.ru/project/23-17-00224/>.

- [1] Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров: Пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 412–441.
- [2] Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и в пространстве М.: Наука, 2010. 604 с.
- [3] Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // Доклады РАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 586–591.
- [4] Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Козлов В.И., Пресняков С.Л. Цирконология израндитов (Южный Урал) // Доклады РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 394–398
- [5] Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Горячев Н.А. Магматизм и металлогения ранних этапов развития Земли как отражение ее геологической эволюции // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 1924–1940.
- [6] Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высоко-кальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // Доклады РАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 433–437.
- [7] Пыстин А.М., Пыстина С.Н., Ленных В.И. Изменения химического и минерального состава габброидов при метаморфизме (западный склон Южного Урала) // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1976. С. 41–54.
- [8] Шарков Е. В., Богатилов О. А. Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли и Луны // Геотектоника. 2010. № 2. С. 3–22.
- [9] Шарков Е.В., Чистяков А.В., Богина М. М., Щипцов В.В., Беляцкий Б.В., Фролов П.В. Петрология среднепалеопротерозойского ультрамафит-щелочно-карбонатитового интрузивного Тикшеозерского комплекса (Северная Карелия) // Петрология. 2021. Т. 29. № 5. С. 478–507.
- [10] Green D.H., Schmidt M.W., Hibberson W.O. Island-arc ankaramites: primitive melts from fluxed refractory lherzolitic mantle // Journal of Petrology. 2004. V. 45. № 2. P. 391–403.
- [11] Guillou-Frottier L., Burov E., Augé T., Gloaguen E. Rheological conditions for emplacement of Ural-Alaskan-type ultramafic complexes // Tectonophysics. 2014. V. 631. P. 130–145.
- [12] Тыты магм и их источники в истории Земли. Часть 1. Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли/ Ред. О.А. Богатилов, В.И. Коваленко. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.
- [13] Irvine T.N. Bridget Cove volcanics, Juneau arc, Alaska: possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes // Carnegie Institute Year-Book-72. 1973. P. 478–491.
- [14] Medard E., Schmidt M.W., Schiano P., Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // Journal of Petrology. 2006. V. 47. № 3. P. 481–504.



## АДАКИТЫ: ОТ МИГМАТИТОВ ДО ГИПАБИССАЛЬНЫХ ТЕЛ – СИНКИНЕМАТИЧЕСКАЯ СЕРИЯ В СТРУКТУРЕ МАМСКО- НЮРУНДУКАНСКОЙ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.А. Разумовский<sup>1</sup>, А.А. Федотова<sup>2</sup>, П.Я. Азимов<sup>3</sup>, Е.В. Хаин<sup>2</sup>,  
А.В. Сомсикова<sup>1,2</sup>, О.В. Астраханцев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, anatoly.razumovskiy@mail.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

<sup>3</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Палеогеодинамические реконструкции позднепротерозойской истории Байкало-Муйского складчатого пояса (БМП) существенно различны в построениях разных авторов. Синкинематические гранитоиды играют важную роль в расшифровке истории складчатых сооружений. Задача исследования – применить результаты обобщения структурно-геологических наблюдений и данных о геохимической специфике плагиогранитоидов для восстановления палеогеодинамической ситуации.

БМП представляет собой тектонический коллаж офиолитовых и островодужных комплексов мезопротерозойского возраста. Выделяемая в западной части пояса Кичерская зона состоит из пакета тектонических пластин, в строении которых принимают участие верхнемантийные ультрабазиты, нижнекоровые расслоенные габброиды, гранулиты, metabазальты, амфиболиты и синметаморфические гранитоиды. Исторически метаморфиты Кичерской зоны выделяются под названием нюрундуканской свиты (толщи), объединяющей образования, существенно различающиеся по составу и природе протолита [1–4, и др.]. Предполагается, что Кичерская зона образована дезинтегрированными фрагментами фундамента и основной постройки островной дуги, а расположенная к северо-западу Олоkitская зона представляет собой рифтогенный прогиб задугового бассейна мезопротерозойской надсубдукционной Нюрундуканской островодужной системы [2]. Для синметаморфических складок Олоkitской структуры повсеместно устанавливается юго-восточная вергентность, а ее граница с Кичерской зоной маркируется Мамско-Нюрундуканским надвигом. Последний представляет собой мощную, до 5 км шириной, шовную зону с активно проявленными процессами катаклаза, расщепления, милонитизации и динамометаморфизма. Значительная часть площади развития метаморфических пород нюрундуканской толщи структурно соответствует Мамско-Нюрундуканской разломной зоне [1, 5, 6].

В междуречье рек Слюдянка и Рель, в строении Кичерской зоны по структуре, составу протолита и метаморфической истории выделяются три домена: Слюдинский, Богучанский и Лударский. Слюдинский домен сложен преимущественно амфиболитизированными габброидами расслоенного комплекса Слюдинского «массива». Условия метаморфизма отвечают средне- и высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (700–750 °С и 10–12 Кбар). Богучанский домен образован апогранулитовыми гнейсогранитами и амфиболитами, а Лударский агматитами и амфиболитами. [7]. Породы пироксенит-троктолит-габбрового комплекса Тонкого мыса обычно рассматривают как восточное окончание Слюдинского «массива», однако в них отсутствуют парагенезисы метаморфизма повышенных давлений. Гранитоиды с геохимическими характеристиками адацитов, слагающие гипабиссальные тела, являются наиболее поздними интрузивными образованиями, «сшивающими» структуры Богучанского и Лударского доменов [8].

Внутри Слюдинского «массива», в пределах зоны Мамско-Нюрундуканского надвига, авторами установлены адацитовые характеристики для гранитоидов, слагающих лейкосомы мигматитов в апогаббровых амфиболитах и жильные тела, секущие амфиболитизированные габброиды. Гранитоиды имеют трондьемит-плагиогранитовый состав и по совокупности петрогеохимических характеристик соответствуют современному пониманию высококремнеземистых адацитов [9]. Содержание SiO<sub>2</sub> в них составляет 71–72 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16.1–16.3 %, Na<sub>2</sub>O 4.1–4.8 %, MgO

0.6–1.3 %, Y 3.2–3.7 г/т, Yb 0.03–0.40 г/т, Sr 490–996 г/т, также для них характерно сочетание высоких отношений Sr/Y (140–310) и La/Yb (30–400) с низким K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0.2–0.6).

Если объединить известные на описываемой площади гранитоиды с адакитовыми характеристиками в единую серию, то с северо-запада на юго-восток, с северного края Слюдинского «массива» до восточного окончания Тонкого мыса, для слагающих этот комплекс тел можно проследить последовательное уменьшение R<sub>T</sub>-параметров становления.

На северо-западе изученной площади протягивается зона, где преобладают наиболее измененные породы – полосчатые ортоамфиболиты с мощными, до 2 м, зонами, осложненными структурами течения. К этим зонам приурочены мигматиты плагиогранитового состава с характеристиками адакитов. Амфиболиты содержат отдельные окварцованные и обогащенные необластами плагиоклаза прослои. В других случаях они насыщены неравномерно распределенными линзовидными обособлениями кварц-плагиоклазового состава, имеющими диффузный характер контактов. Исходные габброиды развиты только в виде отдельных реликтовых фрагментов, в том числе в виде «закатанных» ксенолитов, в зонах течения и мигматизации. При удалении от фронта надвига апогаббровые амфиболиты мигматизированы менее равномерно, а складки течения в них разобщены и встречаются реже. Относительно более ранние, мощностью до 5–7 см, жилы плагиогранитов и лейкоплагиогранитов в редких случаях оказываются будинированы среди амфиболитов. Мощности тел гранитоидов часто непостоянны, в том числе могут чечевицеобразно меняться по простиранию, в среднем не превышая первых метров. В мусковитовых плагиогранитах отмечаются зоны, обогащенные гранатом. Мощности тел пегматитов в плагиогранитах составляют от 0.5 до 1.5 м, размеры кристаллов мусковита достигают 20–25 см. На юго-восточном отроге Слюдинского хребта породы расслоенного комплекса, помимо габбро, представлены троктолитами и пироксенитами. Степень их метаморфической переработки здесь уже, как правило, не превышает описанную в породах «массива» Тонкий мыс [8]. Однако, в отличие от пород «массива» Тонкого мыса, здесь отмечаются участки, обогащенные гранатом. Вблизи тел гранитоидов габбро в локальных зонах мощностью 0.7–1.5 м превращены в амфиболиты, содержащие тонкие прожилки кварцевого, плагиоклазового и кварц-плагиоклазового состава, и/или необласты плагиоклаза.

После примерно трехкилометрового перерыва в обнаженности близкая к описанной «изограда» может быть проведена по западной части «массива» Тонкий мыс. Секущие здесь пироксенит-троктолит-габбровый комплекс гранитоиды представлены мощными, до 18 м, дайками массивных, либо гнейсовидных плагиогранитов, иногда с полосчатостью, обусловленной переменным содержанием слюды. Отмечаются участки пегматитового строения с кристаллами мусковита до 3 см. Тела гранитоидов сопровождают широкие, в десятки метров, зоны амфиболитизации в габбро. В средней части мыса Тонкий мощность тел гранитоидов с адакитовыми характеристиками составляет первые метры. Наряду с плагиогранитами и лейкоплагиогранитами отмечаются тоналиты. В строении тел может проявляться зональность. Характерны структуры внутреннего течения, сопряженные с выдавливанием гранитоидов в породы рамы. Амфиболитизация вмещающих пород проявляется только в виде зон приконтактных изменений, мощностью до первых десятков сантиметров, в которых иногда отмечаются необласты плагиоклаза. На самом восточном краю Тонкого мыса тела мощностью от 7–10 см до 4–5 м, секущие пегматоидные амфиболовые габбро, образованы сливными микрокристаллическими плагиогранитами. Приконтактные изменения во вмещающих либо полностью отсутствуют, либо проявлены в виде тонкой, до 5 см, зоны полосчатых апогаббровых амфиболитов. В краевых частях более мощных плагиогранитовых тел, в зонах шириной 10–15 см, отмечаются экзоконтактные изменения, породы приобретают флюидалность и плагиофиновую структуру.

Таким образом, формирование мигматитов, жил и тел плагиогранитоидов связано и синхронно надвиганию комплексов Олокитской зоны на основные и ультраосновные породы БМП. Установлено, что синтетектонические плагиогранитоиды отвечают геохимическому типу адакитов. Породы, сходные по составу, ранее определены и датированы в районе исследования в составе гипабиссального комплекса сопредельных доменов (595±5 млн лет [8]) и в Нижнеангарском массиве (591±2 млн лет) [10].

Адакитовые магматические серии плагиогранитоидов представляют собой не строго однозначный [9], но яркий индикатор палеогеодинамических условий. На основании приведенных данных и всего комплекса материалов по БМП и Олокитской зоне Северного Прибайкалья устанавливается, что область магмогенерации гранитоидов адакитового типа связана с зоной подвиговых деформаций, происходивших в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации по-

вышенных давлений. Полученные данные вписываются в реконструкцию процессов становления байкальского складчатого сооружения, состоявшего из реликтов разновозрастных островных дуг, связанных с ними бассейнов и дислоцированных комплексов палеоконтинентальной окраины [2, 11]. Процессы конвергенции в подобной палеогеодинамической ситуации могут сопровождаться разрывом и дефрагментацией субдуцируемой плиты, обеспечивающими возможность ее частичного плавления, последующий быстрый подъем и размыв территории (формирование мощных грубообломочных толщ холоднинской свиты и аналогов).

- [1] *Фишев Н.А., Шелгачев К.М., Игнатович В.И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алдано-Забайкальская. Масштаб 1:1000000. Лист N-49 (Чита): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 604 с.
- [2] *Гордиенко И.В.* Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.
- [3] *Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Врублевская Т.Т.* О генезисе плагиомигматитов в докембрийских офиолитах Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 1994. № 1. С. 82–88.
- [4] *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
- [5] *Риле Г.В.* Тектоника докембрия Олоkitского региона (Северное Прибайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1991. 21 с.
- [6] *Добржинецкая Л.Ф.* Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
- [7] *Азимов П.Я., Разумовский А.А., Орлова А.В. и др.* Метаморфизм и деформации пород западной части Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье): связь с этапами развития окраинно-континентальной области // Тектоника современных и древних океанов и их окраин: Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. Т. 1. С. 6–10.
- [8] *Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В. и др.* Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44–66.
- [9] *Лучицкая М.В.* Адакитовый магматизм – состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка и аспект применения термина «адакит» // Геотектоника. 2022. № 4. С. 92–128.
- [10] *Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др.* Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (Северное Прибайкалье): геологические, геохронологические (ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопные данные // Петрология. 2022. Т. 30. № 4. С. 345–378.
- [11] *Хаин Е.В., Разумовский А.А., Постникова О.В. и др.* Поздннеопротерозойские события в формировании складчатого Байкало-Муйского пояса и их проявление в осадконакоплении на Сибирской платформе // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. Вып. 19. С. 244–246.



## СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ В РАЗВИТИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВИТИМСКОЙ И ДАРИГАНГСКОЙ РАСПЛАВНЫХ АНОМАЛИЙ: ОБОСНОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ВОЗМОЖНОСТИ ПОДЪЕМА ФЛЮИДОВ НИЖНЕЙ МАНТИИ ПОД БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНОЙ, СРЕДНИМ И СЕВЕРНЫМ БАЙКАЛОМ

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>1</sup>, Е.В. Саранина<sup>1</sup>, Е.П.  
Чебыкин<sup>1,3</sup>, А.М. Ильясова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, raskk@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет

<sup>3</sup> Иркутск, Лимнологический институт СО РАН

Характер новейшей геодинамики Азии остается во многих отношениях неясным. По-прежнему требуется получение фактов, на основе которых можно прогнозировать и устанавливать явления, свойственные предполагаемым геодинамическим обстановкам. Сравнительные исследования вулканизма Байкальской и Япономорской подвижных систем свидетельствуют об их согласованном развитии. Через исследования вулканических полей между этими подвижными системами выделяется единая структура Японско-Байкальского геодинамического коридора (ЯБГК) [2]. Витимская расплавная аномалия находится в осевой части ЯБГК, Даригангская – на его юго-юго-западном фланге.

В осевой Витимской расплавной аномалии ЯБГК горячий материал поднимался адиабатически из глубокой части мантии около 16–13 млн лет назад, во фланговой Даригангской – около 10 и 4–3 млн лет назад. По изотопной систематике Pb для магматических расплавов Витимской аномалии в качестве протолита определен материал возрастом около 660 млн лет, а для магматических расплавов Даригангской аномалии – слэбоподобный материал возрастом 3.11 млрд лет (извержения 10–5 млн лет назад) и ОВ-подобный материал, соответствующий геохроно 4.452 млрд лет (извержения 4–3 млн лет назад).

Наибольший контраст между Витимской и Даригангской аномалиями достигался в четвертичное время. Витимские четвертичные вулканы содержали флюидно-расплавные порции материала из источников мантии возрастом 660 млн лет, даригангские – флюидно-расплавные порции материала из источников протомантии, соответствующих геохроно 4.474 млрд лет. Pb-изотопные характеристики свидетельствуют о вовлечении в плавление в Витимской расплавной аномалии модифицированного во времени верхнемантийного материала и о вовлечении в плавление Даригангской расплавной аномалии протомантийного материала, соответствующего времени кристаллизации гадейского магматического океана Земли. Проявление такого материала на Даригангском вулканическом поле после материала с геохимическими характеристиками, подобными компоненту остаточного слэба, предполагает вовлечение в поднятие протомантийного материала нижней мантии по механизму генерации противопотока остаточному слэбовому фрагменту, погружающемуся из переходного слоя в нижнюю мантию.

Под фланговым Даригангским вулканическим полем ЯБГК находится локальная аномалия низких скоростей S-волн в мантии глубинного уровня 200–300 км. Отсутствие смещения создававшихся вулканических построек на поверхности относительно низкоскоростной мантийной области свидетельствует о том, что локальная низкоскоростная аномалия под Даригангским вулканическим полем является результатом четвертичного поднятия флюидизированного материала нижней мантии. Главное различие в динамике мантии под осевой Витимской и фланговой Даригангской расплавными аномалиями ЯБГК обусловлено сменой глубины смещения литосферы относительно питающих расплавных корней. Под осью ЯБГК литосфера смещалась относительно мантии по слою 200–210 км, тогда как под юго-юго-западным флангом ЯБГК – по более глубокому переходному мантийному слою.

Под осевым Витимским вулканическим полем ЯБГК аномалия низких скоростей S-волн отсутствует, но такая аномалия (Северо-Байкальская) находится под Баргузинской долиной,

Средним и Северным Байкалом в интервале мантийных глубин 200–300 км. Смещение Северо-Байкальской низкоскоростной аномалии относительно Витимского вулканического поля на 300 км рассматривалось как результат восточно-юго-восточного движения литосферы в последние 15 млн лет [1]. В процессе смещения литосферы вдоль оси коридора относительно низкоскоростной неоднородности на Витимском вулканическом поле материал не поступал на земную поверхность из недифференцированной нижней мантии, а был производным источника, модифицированного 660 млн лет назад. Проникновение мантийных расплавов вверх между Витимским вулканическим полем и Байкалом тормозилось на разделе 200–210 км.

Предполагается, что Северо-Байкальская низкоскоростная аномалия, подобно низкоскоростной аномалии под Даригангой, образовалась в четвертичное время в результате локального подъема флюидизированного материала из нижней мантии, но плавучесть протомантийного материала нижней мантии была недостаточной для их извержения на земную поверхность в виде расплавов. Тем не менее поток нижнемантийных флюидов мог потенциально проникать сквозь литосферу и реализоваться в гидротермах. Вода термальных источников в Баргузинской долине, на Среднем и Северном Байкале может содержать компоненты нижнемантийных флюидов.

Сходное с витим-северобайкальским разделение магматических и флюидных потоков в оси ЯБГК могло иметь место вблизи Япономорской подвижной системы на трассе от Шкотовско-Шуфанской группы вулканических полей до Мудадзянской низкоскоростной аномалии и, возможно, в других осевых расплавных аномалиях ЯБГК.

[1] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Доклады РАН. 2003. Т. 390. № 1. С. 90–95.

[2] Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen. Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8. № 3. P. 435–440. doi:0.5800/GT-2017-8-3-0256.





## СУЩЕСТВОВАЛ ЛИ В ДАНИИ (РАННИЙ ПАЛЕОГЕН) ЭРОДИРУЕМЫЙ КРЫМСКО-КАВКАЗСКИЙ ОРОГЕН?

Т.В. Романюк<sup>1</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>2</sup>, П.А. Прошина<sup>2</sup>, И.В. Латышева<sup>2</sup>, И.В. Федюкин<sup>1</sup>,  
А.В. Шацилло<sup>1</sup>, А.С. Новикова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru

На современном эрозионном срезе в Северном Причерноморье (Крым – западный сегмент Большого Кавказа и Западное Предкавказье) преимущественно развиты толщи мезозоя и кайнозоя. История геологического изучения Северного Причерноморья длится уже третье столетие. За это время накоплен обильный фактический материал, предложены многочисленные палеотектонические и палеогеографические концепции эволюции региона в мезозое и кайнозое. Однако, несмотря на очевидные успехи в понимании некоторых отдельных аспектов строения и развития региона, среди его исследователей до сих пор нет консенсуса в понимании многих принципиальных деталей палеогеографии мезозойских и кайнозойских осадочных бассейнов, реликты которых представлены в современной структуре Северного Причерноморья. Нет единообразия в понимании времени начала становления орогена Горного Крыма и Большого Кавказа (Крымско-Кавказский ороген), а также геодинамических причин, обусловивших этот орогенез. На многочисленных палеогеографических и палеотектонических реконструкциях [4–8] показано, что Северное Причерноморье в конце мезозоя было шельфовой областью северной периферии океана Тетис. Шельфовые бассейны переходной зоны от Тетиса к Лавразии (Аркт-Лавразия) в совокупности именуют Пери-Тетис. В результате закрытия океана Тетис и схождения континентов, которые он разделял, Северное Причерноморье в кайнозое стало частью обширного эпиконтинентального бассейна, который получил название Пара-Тетис и представлял собой сложную систему соединенных проливами суббассейнов. Перекрытия проливов приводили к эпизодическим прекращением связей суббассейнов со Средиземноморским сектором Мирового океана [4, 7]. Части Пери- и Пара-Тетиса, расположенные в пределах Северного Причерноморья, авторы называют западным сегментом Крымско-Кавказского осадочного бассейна. Некоторые толщи, сформированные в этом бассейне, в настоящее время экспонированы в Горном Крыму, на обоих склонах западного сегмента Большого Кавказа и в Западном Предкавказье.

Авторы поставили перед собой задачу изучить характер распределения возрастов зерен детритового циркона (**dZr**) из карбонатно-терригенных пород датского яруса на Кавказе и в Крыму. Для этого в ЦКП ГИН РАН получены датировки зерен **dZr** из (1) известковистых песчаников, слагающих нижний элемент одного из турбидитовых ритмов из разреза «Скала Киселева» (южный склон западного сегмента Большого Кавказа) и (2) верхней части известковистых песчаников верхней части видимого разреза переходных мел-палеогеновых стратиграфических уровней, представленных в разрезе «Гора Клементьева» (северный склон восточного сегмента Крымских гор). Это специально подобранные разновозрастные образования, залегающие на разных склонах современного Крымско-Кавказского орогена.

**Разрез «Скала Киселева»** расположен на участке побережья Черного моря между устьями рек Агой и Туапсе. Разрез и складчатая структура новороссийско-анапского флиша представлена здесь в серии великолепных скальных выходов. Новороссийско-анапский флиш на этом участке Черноморского побережья – это толща ритмичного чередования известковистых песчаников, алевро-песчаников, алевролитов, глинистых известняков. Мощность отдельных (элементарных) ритмов от 20–30 см до 1 м, реже более. Ритмы представляют собой типичные циклы Боума с элементами от «а» или «b» до «е», с той лишь разницей, что элемент «е» представлен не глинистой породой (не аргиллитами), а пилитоморфными глинистыми известняками. Полная характеристика этого фрагмента разреза и песчаников будет опубликована в [3].

В прибрежном скальном обнажении (корд. 44°06' 36.83"с.ш. 39°01' 59.13"в.д.), расположенном в 300 м к югу от южного торца скального массива «Скала Киселева», из известковистого песчаника в основании одного из турбидитовых ритмов отобрана проба К21-012 начальным весом ~3 кг. Из светло-серых известковых алевро-аргиллитов из верхнего элемента этого

же ритма Е.А. Щербинина (ГИН РАН) определила численно бедный комплекс карбонатного нанопланктона (подробнее см. [3]), позволяющий сопоставить интервал вмещающих этот комплекс пород с нижней частью дания.

U-Th-Pb изотопные анализы выполнены для 130 зерен **dZr** из турбидитовых песчаников (проба K21-012), и получена 91 кондиционная датировка. Максимальный и минимальный возраст **dZr**  $2973 \pm 12$  и  $318 \pm 3$  млн лет. Средневзвешенный возраст четырех самых молодых датировок  $\sim 322 \pm 7$  млн лет. Признаков поступления в осадочный бассейн, в котором сформирован датский фрагмент разреза мел-эоценового новороссийско-анапского флиша, продуктов разрушения юрских магматитов, участвующих в строении Большого Кавказа и Горного Крыма, не зафиксировано.

**Разрез «Гора Клементьева»** расположен на северном склоне восточного сегмента Крымских гор, у д. Нанниково в 5 км к северу от пос. Коктебель (ранее пос. Планерское). В разрезе представлены породы, горизонтально слагающие (не дислоцированные) переходные мел-палеогеновые стратиграфические уровни [2]. В верхах разреза «**Гора Клементьева**» на верхнем-астрихтских породах залегает отнесенная к датскому ярусу маломощная (не более 7–10 м) толща, бронирующая плоскую поверхность столовой горы Клементьева. Толща сложена серо-охристыми мелкозернистыми известковисто-глинистыми кварцевыми заметно биотурбированными песчаниками с глауконитом. Количество терригенного материала – 75–80 об. %. Это – средне и плохо окатанный кварц, редко – плагиоклаз, гидрослюды и рудные минералы размером 0.10–0.25 мм. Глауконит аутигенный, размер его зерен до 0.3–0.4 мм.

U-Th-Pb изотопные анализы выполнены для 125 зерен **dZr** из известковистых песчаников (проба K22-002, отобранная в точке с координатами  $45^{\circ}00'24.11''$ с.ш.  $35^{\circ}15'18.46''$ в.д.), и получено 186 кондиционных датировок ядер и кайм зерен. Максимальный возраст **dZr**  $2995 \pm 2$  млн лет. Минимальный возраст **dZr**  $169 \pm 2$  и  $179 \pm 2$  млн лет (обе датировки получены по одному зерну). Есть три триасовые датировки –  $222 \pm 3$ ,  $229 \pm 2$  и  $241 \pm 2$  млн лет. Как и в пробе K21-012 (разрез «**Скала Киселева**»), в полученном наборе присутствуют многочисленные палеозойские и докембрийские датировки. При этом средневзвешенное значение пяти самых молодых палеозойских (позднепермских) датировок  $\sim 258 \pm 2$  млн лет.

В полученном возрастном наборе выявлено всего две юрские датировки из одного зерна. Это менее 1 % от общего количества. Таким образом, результаты датирования свидетельствуют о том, что в осадочный бассейн, в котором сформирован датский фрагмент разреза переходных мел-палеогеновых стратиграфических уровней в разрезе «**Гора Клементьева**», не было поступления продуктов разрушения юрских магматитов, участвующих в строении Большого Кавказа и Горного Крыма. Объяснить наличие одного юрского зерна можно или техногенной контаминацией, или засорением образца, отобранного из обнажения, расположенного на южном склоне г. Клементьева, за счет современного эолового разноса со стороны расположенных всего в нескольких километрах юго-западнее юрских магматических пород горного массива Карадаг.

Сравнительный анализ полученных возрастных наборов из датских песчаников разрезов «**Гора Клементьева**» и «**Скала Киселева**» показал отсутствие их значимых различий: перекрытие (Overlap)  $\sim 0.76$ ; схожесть (Similarity)  $\sim 0.65$ . Это означает, что обломочный материал, аккумулярованный в изученных датских песчаниках, с высокой степенью вероятности мог произойти из однотипного источника, т.е. источником этих песчаников была одна и та же питающая провинция.

Сходство возрастных наборов **dZr** из датских песчаников разрезов «**Скала Киселева**» и «**Гора Клементьева**» как между собой, так и с возрастными наборами **dZr**, некоторых палеоген-неогеновых песчаников северных районов Западного Предкавказья, красноцветных верхнепермских и нижнетриасовых песчаников Московской синеклизы (для которых показано уральское происхождение обломочного материала [1]), а также позднечетвертичного аллювия нижних течений Дона и Волги, дренирующих Русскую плиту, позволяет сделать вывод о том, что эродировавшихся горных сооружений Большого Кавказа и Крыма во время накопления изученных датских песчаников не существовало. Основной объем слагающего их обломочного материала был сформирован за счет рециклинга пермотриасовых и более молодых толщ Русской плиты. Возникший лишь в четвертичное время Крымско-Кавказский ороген структурно и пространственно расчленил разные части Крымско-Кавказского осадочного бассейна, в которых в датское время были сформированы маломощная толща (разрез «**Гора Клементьева**») и мощный флишевый разрез («**Скала Киселева**»).

Работа выполнена в рамках проекта РНФ-23-27-00409.

- [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.
- [2] Коришунов Д.М., Прошина П.А. Литологическое строение и условия осадконакопления маастрихтских отложений (Восточный Крым) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Томск: Изд-во ТГУ, 2022. С. 143–146.
- [3] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2023 (в печати).
- [4] Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В. и др. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Часть 1. Поздний эоцен – ранний миоцен. М.: Научный мир, 2009. 178 с.
- [5] Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Geological Society, London, Special Publications. 2015. V. 428. P. 241–264.
- [6] Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // International Geology Review. 2015. V. 57. № 5–8. P.1051–1076.
- [7] Palcu D.V., Patina I.S., Sandric I. et al. Late Miocene megalake regressions in Eurasia // Scientific Reports. 2021. V. 11. 11471.
- [8] Wilhem C. Notes on Maps of the Callovian and Tithonian Paleogeography of the Caribbean, Atlantic, and Tethyan Realms: Facies and Environments // Geological Society of America Digital Map and Chart Series. 2014. V. 17. 9 p.



## ФРАГМЕНТЫ ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИХ ДУГ В ЧАРСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

И.Ю. Сафонова

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, inna03-64@mail.ru  
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Чарская складчатая зона (СЗ), включающая офиолитовый пояс и аккреционный комплекс, протягивается на сотни километров с северо-запада на юго-восток через весь Восточный Казахстан. На юго-западе она граничит с островодужными комплексами Жарма-Саурской зоны, а на северо-востоке – с окраинно-континентальными толщами Калба-Нарымского террейна. В позднем карбоне – ранней перми Чарская зона была смята в складки и нарушена крупноамплитудными сдвигами, которые разрушили аккреционный комплекс и островную дугу или дуги [1]. Эти деформации были связаны с закрытием Палеоазиатского океана и последующей коллизией Казахстанского и Сибирского континентов и их вращением [2, 3].

Субдукционные (островодужные) террейны, расположенные к юго-западу от Чарской СЗ (Тарбагатай, Жарма и Саур), были сформированы на окраине Казахстанского континента и представлены фрагментами девон-раннекаменноугольной островной дуги. В состав Чарского офиолитового пояса входят небольшие фрагменты магматических пород надсубдукционного происхождения, обосновать формирование которых в обстановке внутриокеанической или континентальной дуги по геологическим данным невозможно.

В 2016 и 2018 гг. были опубликованы первые U-Pb датировки цирконов и первые полные геохимические данные для надсубдукционных магматических пород Чарской СЗ [4, 5]. Магматические породы представлены как вулканическими, так и плутоническими разновидностями. По результатам U-Pb датирования был определен их возраст в интервале от девона до раннего карбона, который соответствует возрасту океанических осадков, определенному по микрофоссилиям. U-Pb датирование цирконов из микрогаббро, габбро-диоритов, андезитов, дацитов и тоналитов показало возрастные интервалы 413–395, 450–387, 309–340, 454–442 и 323–328 млн лет соответственно. Эти данные указывают как минимум на два основных периода надсубдукционного магматизма: девонский и раннекаменноугольный.

Все изверженные разновидности пород имеют островодужные геохимические характеристики. Согласно классификационным геохимическим диаграммам, построенным по пороодообразующим оксидам и редким элементам, вулканыты Чарской СЗ соответствуют породам внутриокеанической дуги Идзу-Бонин Западной Пацифики. По составу пороодообразующих оксидов породы относятся к толеитовой и переходной (между толеитами и известково-щелочными породами) сериям. Нормированные по хондриту распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) – плоские или умеренно обогащенные в области ЛРЗЭ ( $La_n=3.5-34.6$ ,  $La/Sm_n=0.8-4.6$ ,  $La/Yb_n=0.6-9.1$ ). Для них также характерны низко- до умеренно дифференцированных ТРЗЭ ( $Gd/Yb_n=0.6-1.9$ ). Мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии, для всех образцов характеризуются четким минимумом по Nb относительно Th и La ( $Nb/La_{pm}=0.10-0.38$ ,  $Nb/Th_{pm}=0.04-0.60$ ).

Для большинства образцов характерны высокие значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  в интервале от +5.9 до +8.8, в нескольких образцах отмечаются также положительные, но более низкие значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  – от +2.8 до +4.6. Значения  $^{206}Pb/^{204}Pb$  лежат в интервале от ~18.0 до ~19.7, т.е. близки к значениям их океанических аналогов, но общий свинцовый изотопный тренд отражает контрастный вклад мантийного и корового источников свинца в горные породы и, возможно, добавление субдуцированного материала в мантийный источник. Моделирование в Nb-Yb системе показывает, что большая часть вулканических пород Чарской СЗ были получены путем частичного плавления (4–20 %) гарцбургитового мантийного клина. Геохимические и изотопные данные изученных магматических пород свидетельствуют об их образовании в обстановке внутриокеанической ост-

ровной дуги. По данным изучения расплавных включений в клинопироксенах и состава последних материнские расплавы раннекаменноугольных вулканитов кристаллизуются при более низких температурах (ниже 1170 °С) в магматических камерах на глубинах 12, 6–3 и 1–0 км, тогда как расплавы девонских образцов кристаллизуются при более высоких температурах (до 1193 °С) на глубине от 6 до 3 км [6]. Петрологические данные лав Чарской СЗ хорошо согласуются с РТ-условиями, реконструируемыми для надсубдукционных обстановок, их составы располагаются близко к полям лав внутриокеанической Идзу-Бонин-Марианской дуги на всех графиках бинарных отношений. Изотопные данные также совпадают с современными надсубдукционными системами, поэтому можно предположить, что магматические породы Чарской СЗ формировались в одинаковых тектонических обстановках, в пределах долгоживущей внутриокеанической островодужной системы.

Таким образом, на основе новых геологических, геохронологических, геохимических, изотопных и петрологических данных сделан вывод о том, что Чарский офиолитовый пояс содержит фрагменты по меньшей мере двух внутриокеанических дуг – среднедевонской и раннекаменноугольной, которые существовали в Иртыш-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана, на активной окраине Казахстанского континента [5]. Существование именно внутриокеанических дуг подтверждается также и данными по граувакковым песчаникам Чарской СЗ, для цирконов из которых характерны унимодальные распределения U-Pb возрастов, а их вещественный состав близок к островодужным андезибазальтам и андезитам, включая положительные изотопные данные по породе и по циркону [7–9].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022), госзадания ИГМ СО РАН (проект № 122041400044-2).

- [1] Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 49–75.
- [2] Buslov M.M., Safonova I.Y., Watanabe T., Obut O., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Y. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Journal of Geosciences. 2001. V. 5. P. 203–224.
- [3] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
- [4] Kuibida M.L., Safonova I.Y., Yermolov P.V., Vladimirov A.G., Kruk N.N., Yamamoto S. Early Carboniferous tonalities and plagiogranites of the Char suture-shear zone in East Kazakhstan: implications for the Kazakhstan-Siberia collision // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. P. 141–150.
- [5] Safonova I., Komiya T., Romer R., Simonov V., Selmann R., Rudnev S., Yamamoto S., Sun M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // Gondwana Research. 2018. V. 59. P. 159–179.
- [6] Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В. Петрогенезис островодужных комплексов Чарской зоны, Восточный Казахстан // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 59–72.
- [7] Перфилова А.А., Сафонова И.Ю., Котлер П.Д. Цирконометрия, химический и изотопный состав песчаников Чарской и Жарминской зон восточного Казахстана: корреляция, источники и тектонические обстановки // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: Материалы XXXII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2021. С. 121–124.
- [8] Safonova I., Perfilova A., Obut O., Kotler P., Aoki S., Komiya T., Wang B., Sun M. Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of eastern Kazakhstan: implications from U-Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes // International Journal of Earth Sciences. 2021. V. 111. № 8. P. 2449–2468.
- [9] Hu W., Li P., Sun M., Safonova I., Jiang Y., Yuan C., Kotler P. Provenance of late Paleozoic sedimentary rocks in eastern Kazakhstan: Implications for the collision of the Siberian margin with the Kazakhstan collage // Journal of Asian Earth Sciences. 2022. V. 232. 104878.



## РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ ПРИ РАЗВИТИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСТРОВНЫХ ДУГ ТИХОГО ОКЕАНА (ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)

В.А. Симонов, Н.В. Дмитриева, И.Ю. Сафонова, А.В. Котляров

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

В последнее время методы термобарогеохимии все чаще используются для реконструкции магматических очагов (резервуаров) под вулканами островных дуг на западе Тихого океана [1–6].

Исследования минералов и находящихся в них расплавных включений позволили авторам установить РТ-параметры расплавов в магматических очагах ряда вулканов Камчатки и острова Сулавеси (Индонезия).

В случае Камчатки особенности магматических резервуаров были изучены на основе данных по расплавным включениям в минералах из эффузивов, отобранных на склонах вулканов Толбачинский, Ичинский, Уксичан и Горелый [1–3].

Для острова Сулавеси информация о параметрах магматических очагов под вулканом Локон и кальдерой Тондоно [4] была получена в результате исследования расплавных включений в минералах из современных эффузивных пород, отобранных И.Ю. Сафоновой на северо-востоке острова.

Составы стекол прогретых расплавных включений и минералов-хозяинов были проанализированы в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования СО РАН» (г. Новосибирск) главным образом на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU [(Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd)]. Экспериментальные исследования включений проводились в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

**Камчатка.** В результате исследования состава минералов и находящихся в них расплавных включений для вулкана Толбачинский было выяснено, что кристаллы-лапиллы плагиоклаза образовывались из базальтовых расплавов при температуре 1115–1075 °С и в условиях низкого (до 1 кбар) давления на глубине 3–2 км. Кристаллизация минералов из андезитов происходила при более широких параметрах (1220–1020 °С и 3.3–1.6 кбар) в промежуточном очаге на глубине до 10 км. Источником расплавов, кристаллизовавшихся на отмеченных выше уровнях, послужили, скорее всего, резервуары базальтовой магмы, хорошо фиксируемые геофизическими методами на глубине 18–20 км [7]. В целом для вулкана Толбачинский устанавливаются три промежуточных очага на глубине 21–18, 10–5 и менее 3 км [1]. Эти параметры согласуются с имеющимися геофизическими данными, свидетельствующими о трех уровнях накопления магмы под этим вулканом на глубине около 20, 5 км и в близповерхностных условиях [1, 7].

В случае Ичинского вулкана устанавливаются три уровня промежуточных очагов. На глубине до 23 км и температуре до 1225 °С происходило формирование андезитов. В резервуаре (около 14 км) при 1135–1045 °С в результате дифференциации андезитовых магм образовывались дацитовые расплавы. На самых верхних горизонтах (9–3 км) при температуре 1130–1030 °С формировались дациты [1].

Исследования включений в минералах из эффузивов вулкана Уксичан позволили оценить давление при ликвидусной кристаллизации клинопироксенов и плагиоклазов из базальтовых магм и в результате установить четыре интервала глубин формирования этих минералов: около 60, 45–30, 27–18 и от 12 км до близповерхностных условий [2].

Для вулкана Горелый детальные исследования расплавных включений и минералов, а также расчетное моделирование позволили выяснить РТ-параметры магматических систем в ходе развития докальдерного вулкана Пра-Горелый и при формировании последующих современных комплексов вулкана Молодой Горелый. В результате установлены разные температурные режимы с более высокими характеристиками для вулкана Пра-Горелый (1240–1190 °С), чем для

вулкана Молодой Горелый (1190–1125 °С). Расчеты на основе составов и температур гомогенизации расплавных включений показали, что можно выделить магматические очаги на двух уровнях глубины (25–17 км и 10–1.7 км), характерных для обоих вулканов – Пра-Горелый и Молодой Горелый. При этом существование верхнего очага подтверждается геофизической информацией о параметрах магматической камеры – до 10 км [8, 9] для вулкана Горелый. О возможности существования более глубоких магматических очагов свидетельствуют данные в работах [10, 11] о развитии двух стадий эволюции исходных магм вулкана Горелый при давлении 6–8 и 1.0–1.5 кбар. Об этом же говорит и давление в 5–6 кбар, установленное для магматических систем вулкана Горелый [12].

**Остров Сулавеси.** Наибольший интерес для выяснения особенностей современного вулканизма имеет изучение взаимосвязанных структур кальдеры Тондоно и вулканов Локон и Сопутан, расположенных на севере острова Сулавеси.

Исследования расплавных включений и минералов из базальтов вулкана Локон свидетельствуют о кристаллизации клинопироксена на двух уровнях: 20.6–14.5 км (1150–1130 °С) и 13–6 км (1145–1105 °С). Эти два промежуточных очага практически сливаются, образуя фактически единую магматическую колонну (зону кристаллизации) на глубине 20.6–6.0 км с незначительным понижением температуры (1150–1110 °С), что говорит об относительно быстром подъеме базальтовой магмы с глубины ее генерации (без задержек), способствовавшем сохранению составов глубинных расплавов [4].

Анализ минералов и включений из андезитов кальдеры Тондоно позволил выделить два уровня кристаллизации клинопироксена: 23.4–14.6 км 1150–970 °С и 11.5–7.8 км, 1105–975 °С. При этом магмы, ответственные за формирование андезитов, задерживались в промежуточных очагах со значительным падением температуры при относительно постоянном давлении в системе, что способствовало процессам фракционирования.

При сравнении полученных данных с информацией других исследователей видно, что на схеме глубинного строения андезитовых вулканов [13] отчетливо выделяются промежуточный (около 25–20 км) и коровый (около 12–8 км) очаги, практически совпадающие с полученными данными по глубинам кристаллизации минералов из андезитов острова Сулавеси.

В целом, проведенные минералогические и термобарогеохимические исследования коллекций эффузивных пород, собранных авторами на ряде вулканов Камчатки и острова Сулавеси (Индонезия), дали возможность получить представительный объем информации о РТ-условиях кристаллизации в магматических очагах под вулканами островных дуг западной части Тихого океана. Необходимо отметить, что сравнительный анализ с данными других исследователей (и прежде всего с геофизической информацией) свидетельствует о достоверности полученных авторами (на основе изучения составов минералов и расплавных включений) характеристик расплавов в очагах под островодужными вулканами.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2 и 122041400044-2).

- [1] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.И., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1265–1291.
- [2] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические параметры магматизма в районах вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет Камчатки) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 10. С. 1353–1383.
- [3] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А. Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавному и флюидным включениям // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 1. С. 103–133.
- [4] Дмитриева Н.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические условия образования современных базальтов вулкана Локон, остров Сулавеси (Тихий океан): данные по расплавному включениям // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 3. С. 83–100.
- [5] Smirnov S.Z., Rybin A.V., Kruk N.N., Timina T.Yu., Sokolova E.N., Kuzmin D.V., Maksimovich I.A., Kotov A.A., Shevko A.Ya., Nizametdinov I.R., Abersteiner A. Parental melts and magma storage of a Large-volume dacite eruption at Vetrovoy Isthmus (Iturup Island, Southern Kuril Islands): Insight into the genesis of subduction-zone dacites // Journal of Petrology. 2019. V. 60. № 7. P. 1349–1370.
- [6] Kotov A., Smirnov S., Nizametdinov I., Uno M., Tsuchiya N., Maksimovich I. Partial melting under shallow-crustal conditions: a study of the Pleistocene caldera eruption of Mendeleev volcano, southern Kuril Island Arc // Journal of Petrology. 2023. V. 64. № 6. egad033.

- [7] *Belousov A., Belousova M., Edvards B., Volynets A., Melnikov D.* Overview of the precursors and dynamics of the 2012–2013 basaltic fissure eruption of Tolbachic volcano, Kamchatka, Russia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. V. 307. P. 22–37.
- [8] *Kuznetsov P.Y., Koulakov I., Jakovlev A., Abkadyrov I., Deev E., Gordeev E.I., Senyukov S., El Khrepy S., Al Arifi N.* Structure of volatile conduits beneath Gorely volcano (Kamchatka) revealed by local earthquake tomography // *Geosciences*. 2017. V. 7. P. 1–16.
- [9] *Selyangin O.B.* Structure, substance and near-surface magmatic chambers of Mutnovsky and Gorely volcanoes (Mutnovsky geothermal region, Kamchatka). III Gorelovsky volcanic center of Mutnovsky geothermal area // *IOP Conference Series: Earth and Environment Science (EES)*. 2019. V. 367. P. 1–21.
- [10] *Гавриленко М.Г., Озеров А.Ю.* Вулкан Горелый – эволюция магматических расплавов // *Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 308–310.*
- [11] *Gavrilenko M., Ozerov A., Kyle P.R., Carr M.J., Nikulin A., Vidito C., Danyushevsky L.* Abrupt transition from fractional crystallization to magma mixing at Gorely volcano (Kamchatka) after caldera collapse // *Bulletin of Volcanology*. 2016. V. 78. № 7. P. 1–28.
- [12] *Seligman A., Bindeman I., Jicha B., Ellis B., Ponomareva V., Leonov V.* Multi-cyclic and isotopically diverse silicic magma generation in an arc volcano: Gorely eruptive center, Kamchatka, Russia // *Journal of Petrology*. 2014. V. 55. № 8. P. 1561–1594.
- [13] *Иванов Б.В.* Андезиты Камчатки. М: Наука, 2008. 364 с.





## ГИГАНТСКАЯ ВИЛЮЙСКАЯ МОРФОСТРУКТУРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

А.В. Сметанин<sup>1</sup>, А.К. Марченко<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Геленджик, anatology\_smetanin@mail.ru

<sup>2</sup> Иркутск, ОП АО «Росгео» «ИГП», marchenkoak@mail.ru

Картирование геодинамических обстановок и их признаков в виде определенных структур в кристаллическом основании платформ – интересная и сложная задача, в первую очередь, из-за невозможности непосредственного геологического картирования и, во вторую – из-за неоднозначности интерпретации геофизических данных. В последнем случае результаты зависят от прогресса методик исследований и детальности исходных данных. Для структурного «наполнения» верхней коры ранее предложен метод мономерного анализа потенциальных полей [4], развитие которого позволило авторам выделить ряд морфоструктур, в том числе Гигантскую Вилуюскую размером по внешнему контуру около 3.5 тыс. км. Для этого использовалась гравиметрическая карта территории СССР масштаба 1:2 500 000, по результатам полуколичественного анализа которой построены карты зон динамического влияния разрывных нарушений и регулярных морфоструктур верхней коры, послужившие основой выполненных реконструкций.

Центральная часть морфоструктуры диаметром около 430 км в плане совпадает с максимальным прогибом Линденской впадины Вилуюской синеклизы, где мощность осадков оценивается в 10 км и более. Первое внутреннее полукольцо шириной около 300 км отчетливо фиксируется гравитационными аномалиями, здесь расположены известные геологические структуры – Сунтарский свод, Кемпендяйская и Ыгыаттинская впадины, основные рои даек. Второй контур диаметром около 2000 км включает в себя ряд центральных частей морфоструктур регулярной матрицы [5], их взаимное расположение аппроксимируется эллипсом с эпицентром с координатами 64.6° с.ш. и 125.4° в.д. и коэффициентом сжатия 0.73. Западный и юго-западный фрагменты внешнего контура практически совпадают с признанными границами Сибирской платформы. Для структуры характерно сочетание радиальных и кольцевых разломов.

Геологическая природа гигантской Вилуюской морфоструктуры трактуется авторами как следствие воздействия на земную кору гигантского палеоплюма, вид которого тождествен такому в работах по численному моделированию [2, 6]. Возраст этой структуры принят авторами соответственно возрасту горячей точки [1], а развитие можно сопоставить с известными этапами [3]. Следует отметить большую длительность и разнообразие геологических процессов в регионе, являющихся следствием этого мегасобытия, а также сочетание центральной части структуры и тройного сочленения палеорифта.

- [1] Гладкочуб Д.П., Турутанов Е.Х. Глубинное строение и палеогеодинамика Сибири и Центральной Азии в работах института земной коры СО РАН (2009–2013 гг.) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 41–80.
- [2] Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 587–604.
- [3] Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. Ранняя эволюция земли, начало ее геологической истории: как и когда появились гранитоидные магмы // Литосфера. 2018. Т. 18. № 5. С. 653–671.
- [4] Сметанин А.В. Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. Иркутск, 2000. 85 с.
- [5] 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.
- [6] Burov E., Gerya T. Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes // Nature. 2014. V. 513. P. 85–89.



## ИСТОЧНИКИ ПЕРМСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕРЕИНСКОЙ СВИТЫ ПРИАМУРСКОГО ФРАГМЕНТА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

Ю.В. Смирнов, Ю.Н. Смирнова, В.А. Заика

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

В строении Центрально-Азиатского складчатого пояса принимают участие континентальные массивы и разделяющие их орогенные пояса. К числу последних относится Южно-Монгольско-Хинганский орогенный пояс, который протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и в приграничные районы Приамурья, где теряется в зоне сочленения Мамынского и Буреинского террейнов [1]. Северо-восточный фрагмент Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса рассматривается в качестве Нора-Сухотинского террейна [2]. Одними из ключевых объектов в строении Нора-Сухотинского террейна являются осадочные толщи и магматические образования, прослеживающиеся на левобережье р. Амур. Стратифицированные породы характеризуются позднесилурийским, девонским, каменноугольным и раннепермским возрастом. Из-за значительного перекрытия рыхлыми кайнозойскими отложениями Амуро-Зейской впадины они остаются слабоизученными [3]. В данной публикации представлены первые результаты исследований геохимического состава терригенных отложений наиболее молодой нижнепермской береинской свиты приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна, а также предварительные данные U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из них с целью выявления основных источников сноса кластического материала. Образцы пород (песчаники и алевролиты) были отобраны в бассейне р. Белой (левый приток р. Амур).

Согласно государственной геологической карте масштаба 1:1000000 [3], береинская свита мощностью 900–1000 м сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями вулканитов основного и среднего состава и известняков. В нижней части разреза присутствуют конгломераты и гравелиты. Возраст береинской свиты принят раннепермским на основании обнаруженных в сланцах растительных остатков *Annularia* (?) *planifolia* Radcz., *Zamiopteris burducliensis* Schved., *Tychopteris* sp., “*Noeggerathiopsis*” *vittaeifolia* Radcz. [3].

Изученные авторами песчаники и алевролиты береинской свиты серого и темно-серого цвета с массивной текстурой, мелкозернистой псаммитовой и грубой алевролитовой структурой. Обломочный материал угловатой, реже слабоокатанной формы представлен кварцем (15–20 %) и полевыми шпатами (до 10 %). В них также встречаются биотит (редко хлоритизированный) и мусковит (до 10 %). Цемент гидрослюдисто-кварцевого состава базального типа. Кроме того, в песчаниках присутствует углеродистое вещество (25–30 %). Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, апатитом и гидроксидами железа. В песчаниках и алевролитах береинской свиты отмечаются близкие вариации основных породообразующих компонентов: SiO<sub>2</sub> (64.51–65.56 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16.88–18.19 мас. %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* (4.72–5.92 мас. %), MgO (0.62–1.21 мас. %), TiO<sub>2</sub> (0.70–0.85 мас. %), CaO (0.32–0.42 мас. %), Na<sub>2</sub>O (0.44–0.64 мас. %) и K<sub>2</sub>O (3.07–3.20 мас. %). Фигуративные точки состава песчаников и алевролитов на классификационной диаграмме (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MgO+MnO+TiO<sub>2</sub>) – SiO<sub>2</sub> – (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) [4] расположены в поле осадочных пород полимиктового состава.

Из образца песчаника береинской свиты были выделены зерна циркона в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Непосредственно изотопные (U-Th-Pb) исследования выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) на ICP масс-спектрометре Thermo Element 2, оснащенный системой лазерной абляции Photon Machines Analyte G2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина – 15 мкм. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org).

Всего из песчаника береинской свиты было исследовано 95 зерен циркона. Конкордантные оценки возраста получены для 29 зерен. Доминирующая часть циркона характеризуется палеозойским возрастом, отвечающим интервалам 515–498, 484–445, 355–304, 296–275 и 269–259 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возраста детритового циркона соответствуют возрасту ~500, ~306, ~276 и ~262 млн лет. Для четырех зерен получены неопротерозойские значения возраста (972–562 млн лет). Одно зерно циркона характеризуется палеопротерозойским значением возраста ~ 1918 млн лет.

Таким образом, на основе результатов U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирования зерен циркона было установлено, что нижняя возрастная граница накопления отложений береинской свиты, согласно возрасту наиболее молодой группы циркона, приходится на позднюю пермь (~262 млн лет), что противоречит принятому раннепермскому возрасту свиты [3]. Однако если учесть, что органические остатки обнаружены в сланцах береинской свиты, а U-Th-Pb датирование выполнено для образца песчаника, то не исключено, что авторами была исследована верхняя часть разреза свиты.

Кроме того, U-Th-Pb изотопные исследования циркона указывают на доминирование в источниках сноса пород палеозойского возраста при участии неопротерозойских образований. Переходя к реконструкции поставщиков обломочного материала, стоит отметить, что гранулометрический состав отложений береинской свиты, наличие в разрезе свиты гравелитов, конгломератов, прослоев вулканитов основного и среднего состава [3], присутствие в изученном образце песчаника значимой группы циркона позднепалеозойского возраста указывают на тектоническую и магматическую активность в рассматриваемом регионе. С учетом данных геофизических исследований, по результатам которых заключительный (коллизийный) этап развития Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса приходится на интервал времени от ~320 до 290 млн лет [5], а также присутствия раннепермских плагиогранитов ( $295 \pm 4$  млн лет) и позднекаменноугольных риолитов ( $301 \pm 4$  млн лет) в структуре Нора-Сухотинского террейна, сформированных в обстановке коллизии [6, 7], наиболее вероятно то, что песчаники береинской свиты накапливались в постколлизийной обстановке. Выше упоминалось, что Нора-Сухотинский террейн с одной стороны граничит с Мамыньским террейном, а с другой – с Буреинским террейном. В этой связи поставщиками кластического материала для песчаников береинской свиты могли быть неопротерозойские и палеозойские образования Буреинского [8, 9 и др.] или Мамыньского [10, 11 и др.] террейна. Более точным выводам в настоящее время мешает слабая изученность палеозойского и неопротерозойского магматизма последних. Кроме того, источниками зерен циркона палеозойского возраста стоит рассматривать палеозойские магматические породы Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса [6, 12 и др.].

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10001, <https://rscf.ru/project/21-77-10001/>.

- [1] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- [2] Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1. 572 с.
- [3] Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-52 – Благовещенск. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
- [4] Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
- [5] Fu W., Hou H., Gao R., Zhou J., Zhang X., Pan Z., Huang S., Guo R. Lithospheric structures of the northern Hegenshan-Heihe suture: Implications for the Paleozoic metallogenic setting at the eastern segment of the central Asian orogenic belt // Ore Geology Reviews. 2021. V. 137. 104305.
- [6] Смирнов Ю.В., Хубанов В.Б. Раннепермские адакиты Нора-Сухотинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохронологические (U-Pb, LA-ICP-MS) и геохимические данные // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 1. С. 72–86.
- [7] Смирнов Ю.В., Хубанов В.Б., Дриль С.И. Позднекаменноугольные риолиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна: геохимия и геохронология // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 5. С. 105–119.
- [8] Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Y.V. Ages and Nature of the Protolith of the Tulovchikha Metamorphic Complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: Evidence from U-Th-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Data // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 340–354.
- [9] Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Kydryashov N.M. Early Paleozoic Magmatic Events in the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt: Timing and Tectonic Significance // Lithos. 2021. V. 396–397. 106237.

- [10] *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Кембрий-ордовикская диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): U-Pb геохронологические и геохимические данные // Доклады РАН. 2017. Т. 472. № 3. С. 326–332.
- [11] *Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П.* Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 3–15.
- [12] *Смирнов Ю.В., Сорокин А.А.* Геохимические и изотопно-геохимические Sm-Nd особенности метавулканитов, диабазов и метагабброидов северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Доклады РАН. 2017. Т. 472. № 2. С. 220–225.



## МИНЕРАЛЬНЫЕ МАРКЕРЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА УЛАН-ЖАЛГА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

П.А. Солотчин<sup>1</sup>, Э.П. Солотчина<sup>1</sup>, А.А. Щетников<sup>2</sup>, М.А. Ербаева<sup>3</sup>, И.В. Даниленко<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, paul@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru

<sup>3</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, sinolag@mail.ru

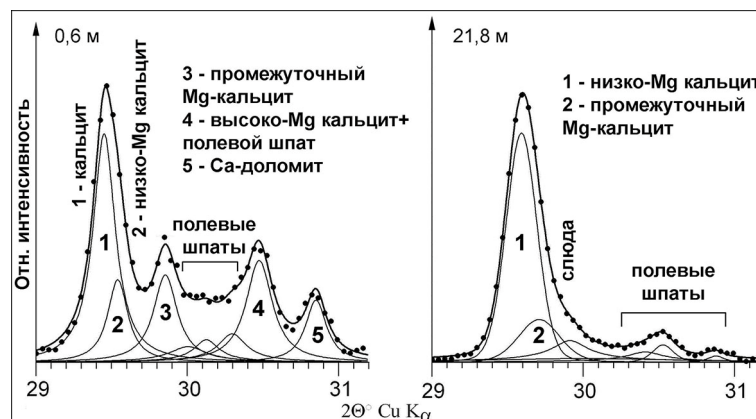
Изучение континентального седиментогенеза при проведении палеоклиматических реконструкций в настоящее время является чрезвычайно развитым направлением четвертичной геологии. На ведущую роль климатического фактора в формировании субаквальных отложений неоднократно указывал в своих работах еще Н.М. Страхов [1]. Комплексные исследования субаэральных осадочных разрезов значительной мощности показали, что они представляют собой не менее ценные источники региональной палеоклиматической информации.

Изучен вещественный состав четвертичных субаэральных отложений нового опорного разреза Улан-Жалга мощностью около 30 м, обнаруженного в 2017 г. в приустьевой части долины р. Куйтунка, правого притока р. Селенги (Западное Забайкалье) [2]. Основные методы исследования осадков – рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, лазерная гранулометрия, элементный анализ; оценка возраста толщ выполнена по палеомагнитным и палеонтологическим данным. В разрезе выделено 35 слоев, которые объединяются по своим литологическим характеристикам и фаунистическим остаткам в пять пачек. Они, в свою очередь, формируют две мощные толщи, граница между которыми проходит на глубине ~12 м. Нижняя толща, включающая пачку 1 (ранний этап раннего плейстоцена) и пачку 3 (ранний/средний плейстоцен), представлена преимущественно алевритовыми и глинистыми фракциями. Отложения верхней толщи, объединяющие пачку 4 (средний плейстоцен) и пачку 5 (поздний плейстоцен и голоцен), сложены существенно опесчаненными осадками. Особняком стоит пачка 2, представленная грубозернистым материалом пролювиального генезиса. Кроме того, в нижней толще фиксируется 16 погребенных почвенных горизонтов, тогда как в верхней части отмечается только три таких горизонта.

В минеральном составе отложений установлены кварц, полевые шпаты (плагиоклаз и калиевый полевой шпат), глинистые минералы, карбонаты, гематит, следы амфибола. Для верхней толщи характерно преобладание кварцевой составляющей. С глубины 12 м вниз по разрезу доля кварца начинает заметно уменьшаться, при этом содержание полевых шпатов (плагиоклаз и ортоклаз) возрастает. Глинистые минералы на протяжении всего разреза сложены слюдой (биотит) и 14Å-хлоритом. XRD данные находятся в полном согласии с результатами ИК-спектроскопии и рентгенофлуоресцентного анализа. Для реконструкции природных обстановок наиболее информативными являются слои с повышенным содержанием карбонатов, доля которых может составлять до 15–17 % от минерального состава. Корректная идентификация и определение количественных соотношений карбонатных минералов проводились методом моделирования их XRD профилей функцией Пирсона VII. Установлено, что карбонаты разреза Улан-Жалга сложены Mg-кальцитами разной степени магнезиальности, кальцитом и Ca-избыточными доломитами в переменных соотношениях. По содержанию MgCO<sub>3</sub> в структуре Mg-кальциты подразделяются на низкомагнезиальные (до 5 мол. % MgCO<sub>3</sub>), промежуточные (5–18 мол. % MgCO<sub>3</sub>) и высокомагнезиальные (18–43 мол. % MgCO<sub>3</sub>). В структуре Ca-избыточного доломита избыток CaCO<sub>3</sub> составляет 7–10 % в сравнении со стехиометрическим доломитом.

Ранее при изучении субаквальных континентальных разрезов Сибири авторами было установлено, что в общем случае сравнительно теплый и влажный климат ведет к образованию в осадках низко-Mg разновидностей кальцитов, а аридизация сопровождается формированием высоко-Mg фаз минерала, вплоть до Ca-доломитов [3]. Минералого-кристаллохимические исследова-

дования разреза Улан-Жалга показали, что данный подход применим и к субаэральным отложениям. Так, в нижней части разреза преобладают низко-Mg и промежуточные кальциты, в то время как в верхней части, кроме того, присутствуют стехиометрические кальциты, высоко-Mg кальциты и Са-избыточные доломиты (рисунок).



**Результаты моделирования экспериментальных XRD-профилей карбонатов из отложений верхней толщи – глубина 0.6 м и нижней толщи – глубина 21.8 м разреза Улан-Жалга.** Точки – экспериментальные дифрактограммы типичных образцов; сплошные линии – интегрированные модели.

Установлено, что формирование разреза Улан-Жалга отвечает двум крупным этапам осадконакопления, граница между которыми проходит на глубине около 12 м. Впервые на примере разреза субаэральных (эолово-делювиальных) отложений Восточной Сибири показано, что изменения в составе и структуре аутигенных карбонатных минералов являются следствием климатических изменений в плейстоцене и голоцене. Нижняя толща образовалась в условиях умеренной ветровой деятельности и сравнительно высокой тепло- и влагообеспеченности, о чем свидетельствует широкое развитие почвенных горизонтов. Верхняя толща сформировалась в иных, более холодных и сухих, условиях с повышенной динамикой эоловых процессов. В палеоландшафтах этого периода доминирующими становятся сухие степи, полупустынные и пустынные участки.

Работа выполнена по государственным заданиям ИГМ СО РАН (№ 122041400243-9), ГИН СО РАН (№ FWSG-2021-0003) и ИГХ СО РАН (№ 0284-2021-0003), а также по проекту РНФ (№ 19-17-00216). Основные аналитические работы проведены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

- [1] Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шишова Е.С. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 791 с.
- [2] Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Хензыхенова Ф.И., Филинов И.А., Намзалова О.Д.-Ц., Нечаев И.О. Новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жалга в Западном Забайкалье // Доклады РАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 48–52.
- [3] Солотчина Э.П., Солотчин П.А. Состав и структура низкотемпературных природных карбонатов кальцит-доломитового ряда // Журнал структурной химии. 2014. Т. 55. № 4. С. 814–820.



## ТЕКТОНИКА АРКТИЧЕСКИХ ОКРАИН ЧУКОТКИ, АЛЯСКИ И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ АМЕРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА

С.Д. Соколов<sup>1</sup>, Л.И. Лобковский<sup>1</sup>, М.И. Тучкова<sup>1</sup>, М.В. Лучицкая<sup>1</sup>, Г.В. Леднева<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, sokolov@ginras.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

В докладе рассматриваются тектонические модели формирования арктических окраин Чукотки и Северной Аляски. Изучение этих континентальных окраин, сложенных мезозойскими покровно-складчатыми структурами, восстановление их геологической истории и тектонической эволюции непосредственно связаны с проблемой происхождения Амеразийского бассейна.

В позднем палеозое – раннем мезозое между континентальными массами Сибири и Лаврентии существовал Прото-Арктический океан, представлявший собой залив Палео-Пацифика. Это был обширный палеоокеан, состоящий из двух бассейнов – Южно-Анюйского и Ангаючам с системой островных дуг и окраинных морей вдоль южной сибирско-алаянской окраины. Вдоль северной пассивной континентальной окраины палеоокеана накапливались карбонатные и терригенные комплексы Чукотки и Северной Аляски.

**Тектоническая модель формирования арктической окраины Чукотки [1, 2].** В киме-ридже завершился спрединг в Южно-Анюйской ветви Прото-Арктического океана и прекратился вулканизм в энсиматической Кульполнейской островной дуге. Начиная с волжского времени Южно-Анюйский бассейн заполнялся турбидитами. Зона субдукции сосредоточилась вдоль Олойского вулканического пояса, который образовался на краю Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента). Субдукционный магматизм был связан с погружением вначале океанической литосферы и затем континентальной коры Чукотского микроконтинента. Вдоль конвергентной границы формировались аккреционные призмы с блоками базальтов и кремней [1]. Коллизия Чукотского микроконтинента с Сибирью завершилась в готерив-барремское время. Постколлизийные граниты имеют возраст 117–115 млн лет.

**Тектоническая модель формирования структур Северной Аляски [3, 4].** Покровно-складчатые структуры Северной Аляски образовались в процессе коллизии островной дуги Коюкук и закрытия океанического бассейна Ангаючам. В позднеюрско-раннемеловое время к югу от пассивной окраины Арктической платформы (супертеррейн Арктической Аляски) располагался океанический бассейн Ангаючам с внутриплитными поднятиями и гайотами, в южной части которого существовала энсиматическая дуга Коюкук.

Океаническая кора была полностью поглощена в зоне субдукции около 145–140 млн лет, и затем в готерив-барреме (130–125 млн лет) завершилась коллизия островной дуги Коюкук с пассивной окраиной континента. Субдукция пассивной окраины Арктической платформы сопровождалась формированием покровно-складчатой структуры на верхнем коровом уровне в Северном Бруксе и андерплейтингом в Южном Бруксе [4].

Очевидно общее сходство тектонических моделей Чукотки и Северной Аляски. Обе арктические окраины имеют неопротерозойский фундамент и сложнодислоцированный осадочный чехол, в тектонической истории которого фиксируется этап элсмирских деформаций. Океанические бассейны Южно-Анюйский и Ангаючам имеют общую геологическую историю от начала образования в позднем палеозое и до закрытия в конце раннего мела, что позволяет рассматривать их как ветви единого Прото-Арктического океана, северная окраина которого была пассивной, а южная – активной. Коллизия структур пассивной и активной окраин обоих бассейнов произошла одновременно в конце раннего мела и завершилась в готерив-барремское время. Следует подчеркнуть, что южная вергентность зон субдукции, в которых поглощалась океаническая литосфера Прото-Арктического океана, вызывала обстановку растяжения вдоль северного края Арктической Канады Северо-Американского континента с последующим отрывом микроплиты Чукотка – Арктическая Аляска.

В заключительной части доклада обсуждаются многочисленные представления о формировании Американо-Азиатского бассейна и предлагается принципиально новая субдукционно-конвективная геодинамическая модель [5–7].

**Геодинамическая модель формирования Американо-Азиатского бассейна.** Модель основана на представлении о существовании в верхней мантии под Арктикой и Северо-Восточной Азией циркуляции вещества в горизонтально вытянутой конвективной ячейке протяженностью в несколько тысяч километров [5–7]. В эту циркуляцию вовлечена субдуцируемая Тихоокеанская литосфера, вещество которой движется вдоль подошвы верхней мантии в сторону континента от зоны субдукции, формируя нижнюю ветвь ячейки, а замыкающая верхняя ветвь ячейки образует обратное течение вещества под литосферой в сторону зоны субдукции, что, собственно, и является движущей силой, определяющей поверхностную кинематику блоков коры и деформации литосферы. Верхний поток в процессе вязкого сцепления с подошвой литосферы вызывал развитие деформаций и отрыв блоков литосферы от окраины Северо-Американского континента. Возникающие при этом рассеянные деформации могут вызывать разномасштабное утонение континентальной коры вплоть до ее разрушения с последующим спредингом в Канадской котловине.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-17-00197-П.

- [1] Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Аннунской сuture (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- [2] Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Аннунской сuture // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.
- [3] Plafker G., Berg H.C. The Geology of Alaska. The Geology of North America // Geological Society of America. 1994. 1055 p.
- [4] Moore T.E., Wallace W.K., Mull C.O., Adams K.E., Plafker G., Nokleber Ig W.J. Crustal implications of bedrock geology along the Trans-Alaska Crustal Transect (ТАСТ) in the Brooks Range, northern Alaska // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1997. V. 102. № B9. P. 20645–20684.
- [5] Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шупилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
- [6] Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Исследование конвекции в верхней мантии, термомеханически связанной с зоной субдукции, и ее геодинамические приложения для Арктики и Северо-Восточной Азии // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 139–150.
- [7] Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А., Тучкова М.И., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Тектоника и геодинамика Восточной Арктики в мезозое // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 389–409.





## РЕАЛИИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АКРИТАРХ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ ОКРАИННЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.М. Станевич

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

Основной задачей исследования микрофоссилий с 50-х годов прошлого столетия отечественными микрофитологами ставилось использование их ассоциаций для корреляции и возрастного обоснования докембрийских отложений. Во многих случаях интерпретация возрастного положения спорных толщ по микрофоссилиям сводилась к заключению, соответствующему давлению на тот момент взгляду на возраст стратонав. Другой негативной стороной становления микрофитологии докембрия стала тенденция к недопущению таксонов, известных на одном стратиграфическом уровне, к их появлению в более древних отложениях. Нередко при получении форм, морфологически идентичных акритархам, известных только в палеозое, первые под давлением микрофитологической общественности описывались как новые родовые таксоны. Подобное касается и примеров в соотношении форм микрофоссилий мезопротерозоя и неопротерозоя. И это закладывало базу под существующие сегодня обширные списки синонимов [1].

В последнюю четверть века в отложениях позднего докембрия было обнаружено много новых местонахождений микрофоссилий, содержащих как известные, так и новые роды и виды. Таксономическое разнообразие и сложное строение органостенных форм, описанных из разрезов не только неопротерозоя, но и мезопротерозоя, как в мире, так и в сибирских разрезах (Учуро-Майский, Саяно-Байкальский, Анабаро-Оленекский районы) более определенно обозначило тенденции развития палеобиологического и биостратиграфического направлений в микрофитологии докембрия. Для первого направления продемонстрированы возможности морфоактуалистических исследований, что будет способствовать реализации систематического аспекта в изучении микрофоссилий и последующих построений филогенетических рядов для организмов позднего докембрия. В биостратиграфическом направлении стала отчетливее видна наметившаяся тенденция более раннего появления ряда сложно построенных микрофоссилий, многим из которых придавалось значение позднерифейских, вендских и даже нижнепалеозойских маркеров.

Среди множества примеров можно выделить несколько с широко известными таксонами. Акритархи родов *Dictyotidium*, *Micrhystridium*, *Skiagia*, *Tasmanites* и др. ранее были известны только с кембрия. Сейчас эти формы описаны в венде и позднем рифее Австралии, Шпицбергена и юга Сибирского кратона. В венде Китая и Австралии были найдены богатейшие ассоциации акантоморфных акритарх (так называемые биоты пертататакского типа). Эта ассоциация большинством исследователей считается исключительно вендской, однако многие характерные ее таксоны найдены в отложениях криогения Шпицбергена, Австралии, Китая, а также в байкальских отложениях Сибири. Общепринятой была точка зрения, что появление акантоморфных акритарх (оболочек с выростами) приурочено к началу неопротерозоя, но к настоящему времени они найдены в более древних отложениях Китая, Австралии и Сибири. Акритархи *Simia* и *Valeria* служили видами-индексами для позднего рифея. Сейчас они известны в раннерифейских отложениях Анабарского поднятия и Австралии. Цианобионтные спиральные формы *Obruchevella* и *Glomovertella* вначале были обнаружены в нижнем кембрии. В 80-е гг. виды этого рода были найдены во многих разрезах венда и позднего рифея. Анализ находок *Obruchevella* в свое время позволил сделать важный для биостратиграфии вывод, что размеры спиральных нитчатых форм увеличиваются вверх от раннего неопротерозоя (с диаметром спирали 5–20 мкм) к венду (до 200–300 мкм). Однако сегодня автором в позднем рифее Енисейского кряжа найдены спиральные микрофоссилии диаметром 150 мкм, а в мезопротерозойских отложениях Оленекского поднятия и внутренних районов Сибирской платформы – *Obruchevella* с диаметром до 60 мкм и *Glomovertella* – до 100 мкм.

Исходя из этих и других примеров становится ясно, что в позднедокембрийской микрофитологии существуют трудности и противоречия в оценке стратиграфического значения ряда

сложно построенных морфотипов. И несомненно, что при дальнейших исследованиях будет увеличиваться таксономическое разнообразие и усложняться применение микрофоссилий для корреляции. В этой ситуации превалирующим направлением должно стать палеобиологическое, результаты которого станут основой создания эволюционных последовательностей докембрийских эукариот.

При сопоставлении ассоциаций микрофоссилий с целью возрастной оценки отложений они не могут быть разбиты на филогенетические группы, так как их классификация формальна – большинство значимых таксонов рассматривается в группе *Acritarcha* с неопределенным систематическим положением ее объектов. Но эволюционные изменения организмов, рассматриваемых фанерозойской палеонтологией, которые и составляют основу их биостратиграфического использования, как правило, устанавливаются в пределах малых таксономических групп: родов, в меньшей мере – семейств. Большинство же акритарх, применяемых для корреляции, в лучшем случае можно сопоставить с эукариотными водорослями или грибами. Следующее сравнение, необходимое для лучшего понимания стратиграфического значения акритарх, состоит в эмпирической оценке продолжительности существования (ПС) разных групп организмов. ПС родов морских животных в фанерозое оценивается по мере увеличения родового разнообразия к кайнозой, от 20 до 150 млн лет [2]. ПС другого полюса органического мира – бактериальных групп – ввиду их морфологического непостоянства не может быть точно установлена. Известно лишь, что сообщества бактерий существовали с глубокого архея. Многие роды более сложных цианобактерий остались неизменными в своем строении с раннего протерозоя доныне, т.е. более 2 млрд лет. Более сложные в эволюционном плане акритархи эукариотического типа имеют, скорее всего, меньшую ПС. Одним из многих примеров может служить широко распространенные акритархи *Leiosphaeridia*, которые известны с низов мезопротерозоя, по крайней мере, до силура. Отсюда ПС этого рода составляет не менее 1.2 млрд лет. Род акритарх *Trachyhystriosphera* известен с низов неопротерозоя и до венда, из чего его ПС определяется пока в 350 млн лет.

Одновременно при биостратиграфической интерпретации следует учитывать еще три фактора. 1. Исключительное разнообразие форм водорослей и грибов не только в пределах одного вида, но и в жизни одного экземпляра. В связи с этим многие таксоны микрофоссилий могут принадлежать одному реально существовавшему виду водорослей или грибов. 2. Палеоэкологические и тафономические факторы приводят к крайне неравномерному распределению таксономического состава в биотах одного стратиграфического интервала и в то же время могут оказаться причиной весьма близкого состава биот, существенно различающихся по возрасту, особенно для относительно бедных ассоциаций. 3. Сходные палеоклиматические условия (например, повторяющиеся оледенения криогения) могут приводить к близкой реакции биоты в разное время.

Из сказанного выше можно сделать два прогностических вывода о возрастном интервале распространения позднедокембрийских акритарх. Для большинства микрофоссилий он, скорее всего, несколько (или даже гораздо) больше, чем тот, который определен на настоящий момент исходя из известных их находок. При биостратиграфических построениях следует учитывать главным образом уровень появления таксонов. Важность последнего положения усиливается тем, что для остатков микроорганизмов, хорошо сохраняемых при переносе в верхних слоях водной среды, присутствует большая вероятность переотложения их в более молодые толщи.

Таким образом, известное сегодня возрастное распространение многих форм микрофоссилий, скорее всего, имеет гораздо больший временной интервал. Учитывая указанную выше тенденцию удешевления возрастных оценок сложных морфотипов, а также современный взгляд на время появления основных типов эукариотных организмов в докембрии [3], можно сделать вывод о преждевременности применения многих известных форм докембрийских акритарх для целей прямого определения возраста отложений без учета всей суммы геологических и радиологических данных. Данная проблема по мере накопления фактического материала должна будет решаться комплексно, с использованием палеоэкологических, тафономических, актуалистических методов (палеобиологических реконструкций) для обособления филогенетических групп и последующего установления в их пределах эволюционных морфологических изменений. Интенсификация микрофитологических исследований особенно актуальна для позднего протерозоя Саяно-Байкальского региона, где в последнее время увеличилась контрастность точек зрения на возрастное положение развитых здесь толщ [4, 5].

Несмотря на приведенные выше доводы, свидетельствующие о далеко не однозначном возрастном показателе большинства докембрийских микрофоссилий, в определенных обстоятельствах они могут служить действенными коррелянтами, например когда ассоциации разобценных,

но формационно близких толщ содержат набор однотипных и сложно построенных микрофоссилий, отражающих разные подсистемы родственных палеобиоценозов. При отсутствии других критериев указанные факторы, несомненно, имеют приоритет при корреляции. Вышесказанное свидетельствует о далеко не достаточной изученности докембрийских микробиот, которая ограничена только биостратиграфическим направлением. Но, последнее может выступать в своем истинном смысле только при комплексных исследованиях микрофоссилий, включающих обособление ассоциаций форм, в которых могут быть зафиксированы любые эволюционные изменения.

- [1] *Fensome R.A., Williams G.L., Barss M.S., Freeman J.M., Hill J.M.* Acritarchs and fossil prasinophytes: an index to genera, species and infraspecific taxa // Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series. 1990. № 25. 771 p.
- [2] *Марков А.В.* О механизмах роста таксономического разнообразия морской биоты в фанерозое // Палеонтологический журнал. 2002. № 2. С. 3–13.
- [3] *Butterfield N.J.* Macroevolution and macroecology through deep time // *Palaentology*. 2007. V. 50. № 1. P. 41–55.
- [4] *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А.* Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
- [5] *Станевич А.М., Вахромеев А.Г.* Стратиграфическая схема позднего докембрия Саяно-Байкальской складчатой области: Справочник. Иркутск: Изд-во ИРНИТУ, 2018. 46 с.



## ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАГДАРИНСКОЙ СИНФОРМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Ташлыков, О.Р. Минина, Н.А. Доронина

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, t2tashlykov@mail.ru, minina@ginst.ru

Багдаринская синформа занимает центральную и северную часть Витимского плоскогорья. В структурном отношении она рассматривается как грабен-синклиналь со сложной покровно-складчатой структурой, сформированной в конце раннегерцинского этапа [1, 3]. В ее пределах распространены докембрийские метаморфические породы байкальского основания и относительно слабо метаморфизованные отложения верхнего палеозоя ( $D-C_2^1$ ) [1, 3, 6]. Верхнепалеозойские осадочные комплексы представляют собой фрагменты палеобассейна, а седиментологические критерии их формирования, так же как и данные магматической петрологии и геохимии, служат надежными индикаторами геодинамических режимов. Обоснование моделей, описывающих эволюцию осадочных бассейнов, является важнейшим элементом современных палеотектонических реконструкций. Несмотря на хорошую изученность Багдаринской синформы, остаются вопросы и нерешенные проблемы, касающиеся возраста, состава, объема стратонов, их взаимоотношений и структуры. Одним из наименее изученных аспектов является вещественный состав и обстановки седиментации.

В пределах Багдаринской синформы выделяются несколько вещественных комплексов, образующих серию тектонических пластин и слагающих два типа разреза: ороченский и точерский [1, 3]. *Ороченский тип* объединяет отложения ороченской ( $D_{1-2}$ ), якшинской ( $D_3$ ), багдаринской свит ( $D_3f$ ) и алексеевской толщи ( $C_1-C_2^1$ ) [1, 4, 5]. *Точерский тип* включает отложения точерской свиты ( $D_3fm-C_{1t-v}$ ).

**Якшинская свита** ( $D_3$ ), общей мощностью 1300 м, сложена терригенно-карбонатными породами и подразделяется на нижнеякшинскую и верхнеякшинскую подсвиты [1, 3, 6]. Нижнеякшинская подсвита (мощность 460 м) существенно карбонатная, сложена алевритистыми известняками, алевролитами и глинистыми сланцами. Верхнеякшинская подсвита (мощностью 850 м) представлена ритмичным переслаиванием песчаников, глинистых и углисто-глинистых сланцев, алевролитов, аргиллитов с прослоями известняков. По петрохимической характеристике породы якшинской свиты отвечают грауваккам [3, 8]. По химическому составу терригенные породы нижнеякшинской подсвиты классифицируются как нормотитанистые и супертитанистые нормосиаллиты, верхнеякшинской – как нормотитанистые нормосиаллиты [3, 8]. По литолого-фациальным и геохимическим данным нижнеякшинская подсвита накапливалась в условиях относительно мелководного шельфового побережья при незначительном поступлении терригенной кластики, верхнеякшинская подсвита – в более глубоководных, неритовых условиях открытой окраины шельфа [4].

**Багдаринская свита** ( $D_3$ ) рассматривается в новом объеме. К ней отнесена терригенная пестроцветная ассоциация (в объеме традиционно принятых нижней и средней подсвит). Нижнебагдаринская подсвита (мощность около 600 м) сложена красноцветными полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами. Верхнебагдаринская подсвита, мощностью от 250 до 950 м, представлена переслаиванием пестроцветных глинистых сланцев, песчаников и алевролитов с прослоями и линзами аргиллитов, известняков [2, 7]. По петрохимической характеристике породы багдаринской свиты отвечают аркозам, по химическому составу отнесены к сиаллитам, по величине алюмокремниевого модуля – к группе глинистых пород [5, 7]. Фациальные особенности пород багдаринской свиты свидетельствуют о накоплении их в обстановках приливно-отливных равнин терригенного шельфа с микро- и мезоприливными линейными побережьями, что подтверждают и их петрохимические характеристики [1, 7].

**Алексеевская толща** ( $C_{1-2}^1$ ) выделена из состава багдаринской свиты и рассматривается в объеме верхней подсвиты традиционно принятого на ГГК-200/2 ее объема [5]. Толща, мощностью около 1350 м, сложена пестроцветными туфопесчаниками и туфоалевролитами с прослоями туфоаргиллитов и туффитов. По петрохимической характеристике породы толщи попадают в поле граувакк, по химическому составу классифицируются как сиаллиты, по величине алюмокремниевого модуля отнесены к песчаникам [2, 5, 7]. Комплекс отложений, вероятнее всего, формировался в обстановках терригенного шельфа в сочетании с дельтовыми осадками. Присутствие псефитовой вулканокластике свидетельствует о смене обстановок осадконакопления в это время и появлении новых источников сноса. Вероятнее всего, осадконакопление было связано с вулканической деятельностью вблизи палеобассейна [1, 3, 5].

**Точерская свита** ( $D_3fm-C_{1t-v}$ ), мощностью 2500–3000 м, несогласно залегает с базальными конгломератами на породах верхнерифейской сиваконской свиты. Свита сложена сероцветными полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами, углеродистыми известняками с прослоями кремнистых микросланцев, туффитов и туфов (кислого и среднего состава). Свита расчленена на три подсвиты. Для нее характерен существенно вулканический состав кластики (полевошпатовые граувакки, вулканические песчаники, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты), значительная роль тонкообломочных пород в верхней части разреза. Псаммиты свиты типизируются как петрокластические граувакки [2, 5, 8]. Рассчитанные значения гидролизатного модуля позволяют определять породы в категорию сиаллитов от пониженно-гидролизатных гипосиаллитов до повышенно-гидролизатных суперсиаллитов. Значения титанового модуля позволяют классифицировать породы как нормотитанистые и супертитанистые сиаллиты [2, 7, 8]. Во всех породных комплексах присутствует вулканогенный материал, указывающий на близость к бассейну седиментации зоны активного вулканизма. Комплексы точерской свиты представляют собой, скорее всего, отложения подводных конусов выноса (образования на подошве склона), включающих их краевую и центральную часть. Для отложений характерно циклическое строение разреза с уменьшением зернистости пород от основания к кровле толщи, присутствие в верхней части разреза турбидитов и тефротурбидитов.

Таким образом, терригенные отложения якшинской свиты, алексеевской толщи и точерской свиты имеют преимущественно граувакковый состав. Литогеохимические и петрографические особенности этих стратоподразделений свидетельствуют о преобладании в области источника вулканогенных комплексов. Проведенные палеотектонические реконструкции указывают на накопление этих толщ в обстановках активной континентальной окраины (или островной дуги) [8]. Отложения багдаринской свиты относятся к аркозам. Совокупность литогеохимических и петрографических особенностей, а также результаты изучения детритовых цирконов, среди которых преобладают цирконы позднепротерозойского возраста [5], позволяют сделать вывод о том, что накопление этой толщи происходило за счет поступления в бассейн седиментации обломочного материала с близко расположенных поднятий преимущественно позднекембрийского фундамента. Палеотектоническая обстановка в это время предполагает наличие пассивной континентальной окраины [1, 5]. Геохимические особенности палеозойских отложений Багдаринской подзоны свидетельствуют о том, что в девоне осадконакопление происходило в обстановке пассивной континентальной окраины, а начиная с конца позднего девона – раннего карбона – в обстановке активной континентальной окраины [1, 3, 8].

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда, грант № 22-27-200141.

- [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] Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы (пер. с англ.). М.: Недра, 1981. 751 с.
- [3] Руженцев С.В. Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голюнко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [4] Ташлыков В.С., Минина О.Р. Литогеохимическая характеристика верхнедевонской якшинской свиты (Западное Забайкалье) // Вестник геонаук. 2020. № 5. С. 17–23.
- [5] Ташлыков В.С., Минина О.Р. Состав, объем, литогеохимическая характеристика и источники сноса багдаринской свиты (Витимкан-Ципинская зона, Западное Забайкалье) // Вестник Пермского университета. Геология. 2020. Т. 19. № 2. С. 111–122.

- [6] Шелгачёв К.М., Шатковская Л.В., Курбатова Е.И., Минина О.Р., Хохлов Е.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XVIII (Багдарин): Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2011. 146 с.
- [7] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- [8] Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.



## ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА РАЗРЫВНО-ТРЕЩИННЫХ СТРУКТУР

Т.Ю. Тверитинова

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,  
tvertat@yandex.ru

Современные горно-складчатые области Северной Евразии представляют собой разновозрастные коллажи террейнов разного происхождения. На основе структурно-кинематического, парагенетического и катакластического анализа разрывно-трещинных структур [5, 8] рассмотрены некоторые вопросы динамики формирования Кавказской [2, 6, 7], Алтае-Саянской [9, 11, 14] и Байкальской [10, 15] складчатых областей на новейшем этапе. Для каждой горно-складчатой области характерны определенные простирания складчатых зон. В Кавказской складчатой области преобладает складчатость северо-западного и запад-северо-западного простирания, в Алтае-Саянской области спектр ориентировок складчатых структур более широк, для Байкальской области характерно преимущественно северо-восточное направление складчатости. Складчатость сопровождается разрывно-трещинными структурами, ориентированными продольно, поперечно или диагонально к главному структурному плану по складчатости.

Каждая складчатая область характеризуется присущими только ей особенностями региональной структуры как по характеру складчатости, так и по осложняющим ее разрывно-трещинным системам. Во-первых, различается морфологическая выраженность дизъюнктивных систем. В Кавказской складчатой области, где на поверхность выходят в основном метаморфизованные мезозойско-кайнозойские породы, разрывно-трещинные структуры образуют относительно рассредоточенные зоны концентрации деформаций. Для Алтае-Саянской складчатой области, где на поверхности развиты преимущественно метаморфизованные палеозойские комплексы, характерны четко локализованные сдвиговые нарушения, сопровождающиеся отрывной или сдвиговой составляющей. Для Байкальской области с преимущественным развитием на поверхности метаморфических и интрузивных образований докембрия и палеозоя характерны ясно выраженные рифтовые системы. По рассматриваемым регионам выявляются также различия по соотношению среди общего количества структур отрыва и скола. В Кавказской области отрывы и сколы разных кинематических типов (сдвиги, сбросы и взбросы) развиты примерно в равной степени, в Алтае-Саянской – преобладают сколовые нарушения разных типов, в Байкальской – отмечается преобладание сбросораздвиговых структур. Указанные различия по морфологической выраженности и количественным соотношениям структур отрыва и скола в рассматриваемых складчатых областях можно объяснить различной величиной характерного для них эрозионно-денудационного среза, определяющего выход на поверхность пород эпи-, мезо- или катазоны [4]. Для Кавказского региона характерен эпизональный тип приповерхностных образований, для Алтае-Саянской – мезозональный, для Байкальской – катазональный. Устанавливается также различная роль разнонаправленных смещений по разрывно-трещинным структурам сходной ориентировки.

При всем многообразии и указанных различиях геологического строения перечисленных регионов в них наблюдается много общего. Сходной является геометрическая организация разрывно-трещинных систем относительно складчатых, их общие структурно-кинематические особенности и тектодинамические условия формирования. Во всех регионах наиболее ярко выражены структуры, отражающие современное и позднеальпийское поля напряжений. Повсеместно характерны позднеальпийские субмеридиональные сбросораздвижки, левые сдвиги северо-восточного простирания с элементом растяжения, разнообразные широтные структуры сжатия со сдвиговой составляющей, правые сдвиги северо-западного простирания с элементом сжатия. Эти структуры образуют главный структурный парагенезис, сформированный в условиях субмеридионального сжатия и широтного растяжения, и отражают повсеместное проявление мегарегионального поля напряжений [1]. В частности, это подтверждается повсеместным

развитием субмеридиональных сбросораздвиговых систем, выраженных проявлением позднекайнозойского магматизма вдоль меридиональных зон растяжения. В Кавказском регионе это зона меридионального Транскавказского поперечного поднятия [3], в Байкальской – зона развития кайнозойских вулканитов главного звена Байкальской рифтовой зоны. В Алтае-Саянской области подобные структуры менее выразительны.

Отличия разрывно-трещинных структур регионов по кинематическим особенностям определяют выделение среди них, помимо парагенезиса меридионального сжатия, дополнительных парагенетических семейств, связанных уже не с мегарегиональным, а с региональными полями напряжений, главной особенностью которых является поперечная ориентировка к складчатым структурам сжатия. Для Кавказской области выявляется обстановка северо-северо-восточного сжатия, для ориентированных в северо-западном направлении складчатых систем Алтае-Саянской области (Горный Алтай, Восточный Саян) – северо-восточного, для Байкальской – северо-северо-западного.

Помимо парагенезисов, определяющихся обстановками мегарегионального и региональных полей напряжений, в конкретных геологических обстановках выявляются и другие парагенезисы разрывно-трещинных структур, связанные с локальными геологическими объектами. В магматических структурах центрального типа наиболее четко в кайнозойских вулканических постройках и интрузивных телах проявляются поля напряжений с центрально-симметричным распределением осей эллипсоидов напряжений [12]. Дополнительные локальные тектодинамические обстановки возникают в условиях расчлененного горного рельефа, что связано с проявлением тектоногравитационных процессов [13].

Таким образом, динамика формирования складчатых областей Северной Евразии, отраженная в наблюдаемых морфологических особенностях разрывно-трещинных структур, определяется действием локальных, региональных и мегарегиональных полей тектонических напряжений. Главными факторами формирования и развития дизъюнктивных систем являются свойства деформирующихся геологических масс, характеризующихся эпи-, мезо- или катазональной реологией (1), структурная организация складчатых систем, т.е. главный структурный план регионов (2), действующее повсеместно в Северной Евразии поле мегарегиональных тектонических напряжений (3), а также развитие расчлененного рельефа в условиях формирования горно-складчатых систем (4).

- [1] *Гущенко О.И.* Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 26–51
- [2] *Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Результаты тектонофизических исследований района Джанхотского надвига (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 3. 0645. doi:10.5800/GT-2022-13-3-0645.
- [3] *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- [4] *Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 169 с.
- [5] *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
- [6] *Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю.* Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 96–106.
- [7] *Расцветаев Л.М., Милановский Е.Е., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю.* Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.
- [8] *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
- [9] *Тверитинов Ю.И.* Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях. М.: Наука, 1981. 262 с.
- [10] *Тверитинова Т.Ю.* Байкальская сейсмическая зона как аномальный сегмент Центрально-Азиатско-Алтае-Саяно-Байкало-Станового (Центрально-Азиатско-Южно-Сибирского) сейсмического пояса // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы Всероссийского совещания с международным участием. Иркутск, 2007. Т. 2. С. 165–168.
- [11] *Тверитинова Т.Ю.* Зеркала скольжения рифейских метаморфитов Восточного Саяна и проблема деформационных циклов // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы: Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 216–221



- [12] *Тверитинова Т.Ю.* Новейшая тектодинамика Эльбрусской вулканотектонической структуры // Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. Москва-Нальчик, 2005. С. 200–214.
- [13] *Тверитинова Т.Ю., Гуцин А.И., Курдин Н.Н., Никитин М.Ю.* Тектодинамические условия района Гелалдонской катастрофы 2002 г. // Динамическая геология. 2023. № 1. С. 8–15
- [14] *Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В.* Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2023. № 1. С. 46–57
- [15] *Тверитинова Т.Ю., Тверитинов Ю.И.* Современный структурный план Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012. Вып. 10. Т. 2. С. 114–116.



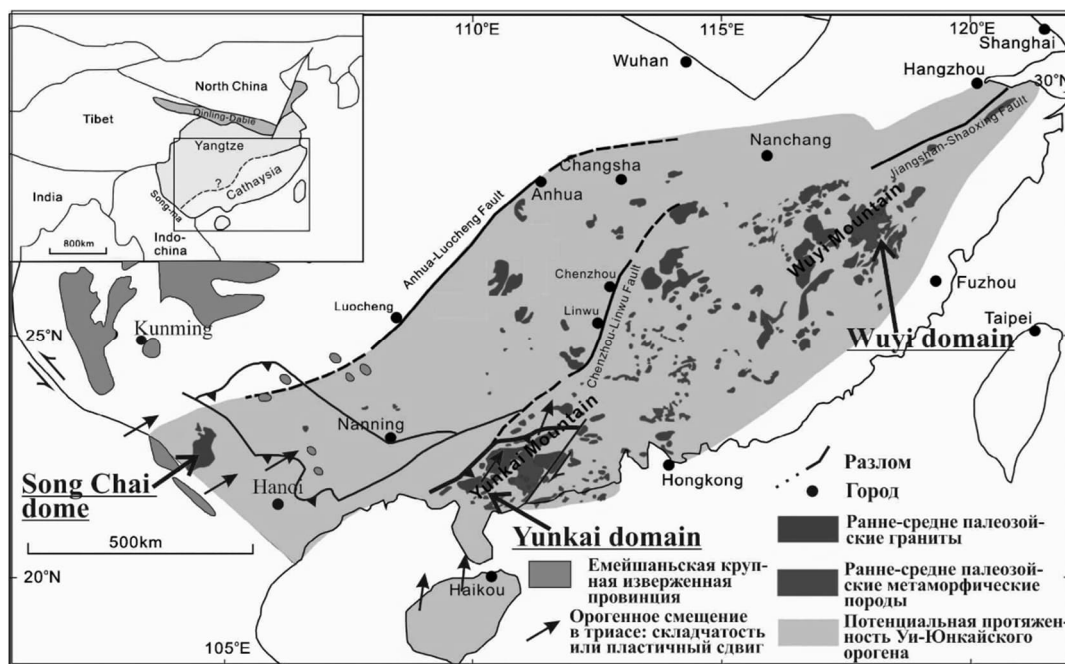
## ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ГНЕЙСОГРАНИТНОГО МАССИВА ШОНГЧАЙ, СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ

А.В. Травин, Н.Н. Мурзинцев

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

При реконструкции эволюции орогенов, наряду с прямыми исследованиями осадочных комплексов, активных разломов и форм рельефа, представляется перспективным изучение термической истории магматических пород с использованием комплекса методов изотопного датирования, характеризующихся различными температурами закрытия. Для корректной интерпретации термохронологических данных имеет значение отнесение используемых для датирования минералов к первично-магматическим, наложенным синтетектоническим, метаморфическим парагенезисам. Это позволяет проследить этапы, соответствующие как глубинам формирования пород, так и стадиям их вывода к земной поверхности. Настоящее исследование посвящено реконструкции термической истории гнейсогранитного массива Шонгчай [1], сформировавшегося в процессе формирования среднепалеозойской (460–430 млн лет) Уи-Юнкайской орогении [сводка в 2]. При этом представляется интересным сопоставление термической истории гранитных батолитов частей Уи-Юнкайского орогена (Северо-Восточный Вьетнам, Южный Китай), в разной степени испытавших влияние позднепермско-триассовых событий – формирование Эмейшанской крупной изверженной провинции, коллизия Южнокитайского блока с Индо-Китаем (рис. 1).

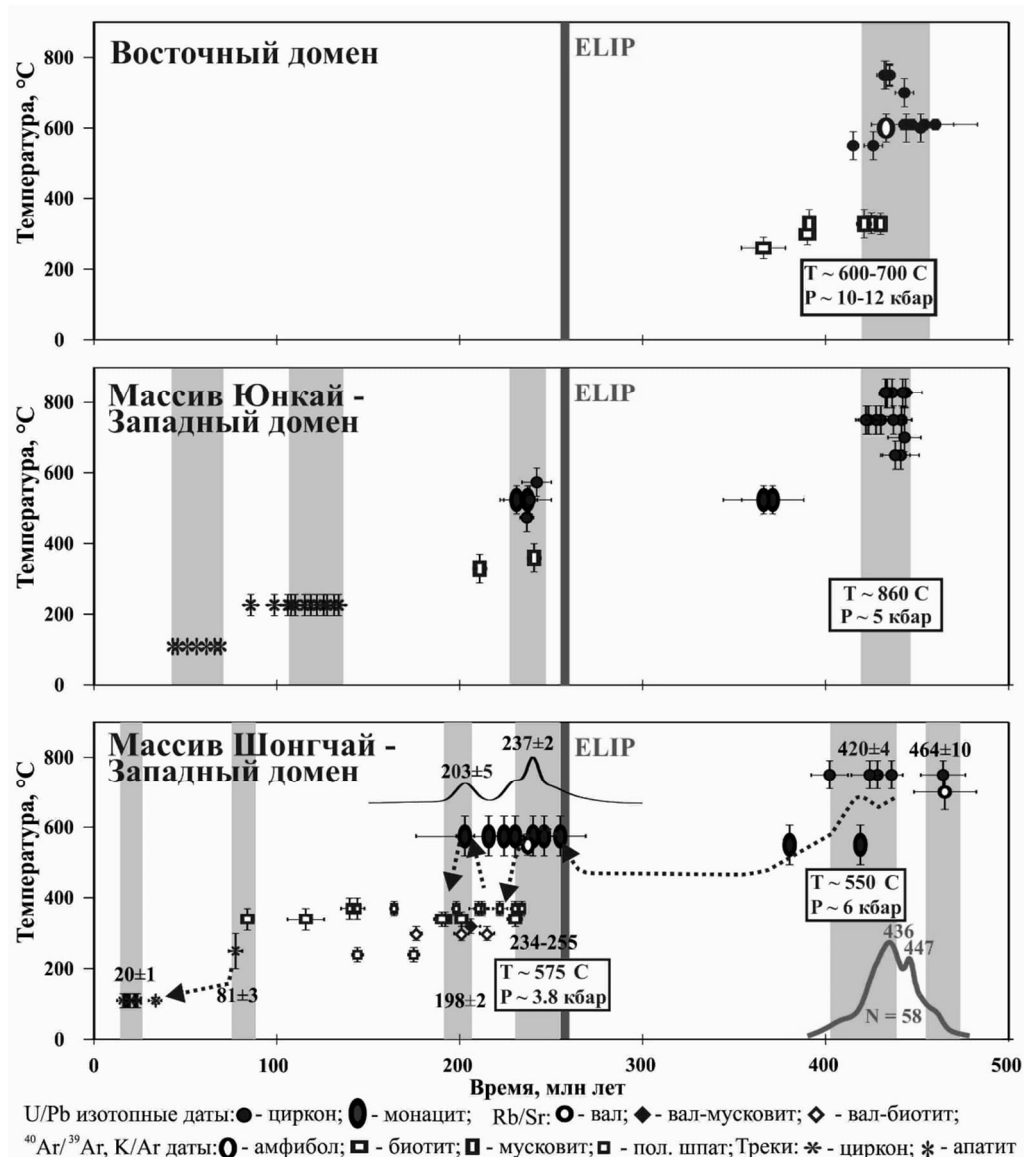
Для среднепалеозойских массивных и гнейсовидных корового типа гранитов Южно-Китайского блока предложена модель формирования при анатексисе погребенных осадочных пород в утолщенной земной коре во внутриконтинентальном режиме, связанном с коллизией Индо-Австралийской плиты с Южным Китаем [2].



**Рис. 1.** Схема, показывающая распределение раннесреднепалеозойских гранитов и метаморфических пород в восточной части Южнок-Китайского блока (взято из [3]). Малыми стрелками показано направление транспорта, связанное с Индокитай – Южно-Китайской коллизией [4]. Большими стрелками показано положение массива Шонгчай, доменов Уи и Юнкайского.

Структурные исследования массива Шонгчай и его бластомилонитового обрамления обосновывают принадлежность к комплексам метаморфического ядра кордильерского типа [5–7]. Породы массива и нижнепалеозойские осадочные породы формируют аллохтонную пластину, испытавшую в триасе перемещение в северо-восточном направлении [8]. Вещественные, геохимические характеристики пород массива Шонгчай сходны с таковыми для гнейсовидных гранитов Южно-Китайского блока [сводка в 2].

Сводка термохронологических данных для пород гранитогнейсового массива Шонгчай приведена на диаграмме (рис. 2).



**Рис. 2.** Сводка термохронологических данных для гранитогнейсов массива Шонгчай [1] с данными для среднепалеозойских гранитогнейсов и метаморфических пород Юнкайского и Уйского доменов Уи-Юнкайского орогена [9–13]. Темно-серая вертикальная полоса – возраст Эмейшанской LIP [14].

Можно заметить, что для Восточного домена после формирования в диапазоне 440–420 млн лет следует быстрое охлаждение и закрытие изотопной системы слюд 390–380 млн лет назад, что свидетельствует об отсутствии интенсивных наложенных тектонотермальных событий.

Для гранитогнейсов массива Шонгчай и Западного домена после продолжительного перерыва фиксируется наложенное событие с возрастом 240 млн лет, что значительно моложе возраста базальтов Эмейшанской LIP. Это позволяет исключить ее влияние на изотопные системы гранитогнейсов. На основании совпадения с датировками синдеформационных слюд этот этап соответствует тектонической транспортировке пород в северо-восточном направлении (см. рис. 1) во время Индокитай – Южно-Китайской коллизии [4]. При этом воздействие на породы массива Шонгчай было более интенсивным и продолжительным – оно закончилось ~200 млн лет назад.

Дальнейшая история гранитоидных массивов Шонгчай и Западного домена протекает в области невысоких температур, глубин менее 7–8 км и характеризуется постепенным подъемом к земной поверхности. Последний возрастной рубеж  $20 \pm 1$  млн лет, фиксируемый трековым методом по апатиту для пород массива Шонгчай, связан с охлаждением ниже  $100^\circ\text{C}$  и соответствует подъему до глубины менее 3 км во время кайнозойской активизации сдвиговой зоны Сонг Ма – Ред Ривер в процессе Индо-Азиатской коллизии.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда, № 22-17-00038.

- [1] Владимирова А.Г., Травин А.В., Фан Лью Ань и др. Термохронология гранитоидных батолитов и их трансформация в комплексы метаморфических ядер (на примере массива Шонгчай, Северный Вьетнам) // Геодинамика & Тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 347–373.
- [2] Wang Y., Zhang A., Fan W. et al. Kwanghsian crustal anatexis within the eastern South China Block: Geochemical, zircon U-Pb geochronological and Hf isotopic fingerprints from the gneissoid granites of Wugong and Wuyi-Yunkai Domains // Lithos. 2011. V. 127. P. 239–260.
- [3] Zhao K.-D., Jiang S.Y., Sun T. et al. Zircon U-Pb dating, trace element and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of Paleozoic granites in the Miao'ershan – Yuechengling batholith, South China: Implication for petrogenesis and tectonic-magmatic evolution // Journal Asian Earth Sciences. 2013. V. 74. P. 244–264.
- [4] Faure M., Lin W., Chu Y., Lepvrier C. Triassic tectonics of the southern margin of the South China Block // Comptes Rendus Geoscience. 2016. V. 348. P. 5–14.
- [5] Пономарева А.П., Владимирова А.Г., Фан Л.А. и др. Массив высокоглиноземистых гранитов Шонгчай (Северный Вьетнам): обоснование ордовикского возраста, петрогенезис, тектоническая позиция // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 11. С. 1792–1806.
- [6] Roger F., Leloup P.H., Jolivet M. et al. Long and complex thermal history of the Song Chay metamorphic dome (Northern Vietnam) by multi-system geochronology // Tectonophysics. 2000. V. 321. P. 449–466.
- [7] Maluski H., Lepvrier C., Jolivet L. et al. Ar-Ar and fission-track ages in the Song Chay Massif: Early Triassic and Cenozoic tectonics in northern Vietnam // Journal Asian Earth Sciences. 2001. V. 19. P. 233–248.
- [8] Lepvrier C., Faure M., Van V.N. et al. North-directed Triassic nappes in Northeastern Vietnam (East Bac Bo) // Journal Asian Earth Sciences. 2011. V. 41. P. 56–68.
- [9] Li X., Wang Y., Tan K., Peng T. Meso-Cenozoic uplifting and exhumation on Yunkaidashan: Evidence from fission track thermochronology // Chinese Science Bulletin. 2005. V. 50. № 9. P. 903–909.
- [10] Li Z.H., Li X.-H., Wartho J.A. et al. Magmatic and metamorphic events during the early Paleozoic Wuyi-Yunkai orogeny, southeastern South China: New age constraints and pressure-temperature conditions // GSA Bulletin. 2010. V. 122. № 5–6. P. 772–793.
- [11] Wang Y., Fan W., Zhao G. et al. Zircon U-Pb geochronology of gneissic rocks in the Yunkai massif and its implications on the Caledonian event in the South China Block // Gondwana Research. 2007. V. 12. P. 404–416.
- [12] Charvet J., Shu L., Faure M. et al. Structural development of the Lower Paleozoic belt of South China: Genesis of an intracontinental orogen // Journal Asian Earth Sciences. 2010. V. 39. P. 309–330.
- [13] Yan C., Shu L., Faure M. et al. Early Paleozoic intracontinental orogeny in the Yunkai domain, South China Block: New insights from field observations, zircon U-Pb geochronological and geochemical investigations // Lithos. 2017. V. 268–271. P. 320–333.
- [14] Shellnutt J.G., Pham T.T., Denysyn S.W. et al. Magmatic duration of the Emeishan large igneous province: Insight from northern Vietnam // Geology. 2020. V. 48. P. 457–461.



## ЭВОЛЮЦИЯ УЛУТАУСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ – ЭДИАКАРИИ

А.А. Третьяков<sup>1</sup>, К.Е. Дегтярев<sup>1</sup>, Н.А. Каныгина<sup>1</sup>, Е.Ф. Летникова<sup>2</sup>,  
А.Н. Журавлев<sup>1</sup>, К.А. Третьякова<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, and8486@yandex.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, efletnik@igm.nsc.ru

<sup>3</sup> Москва, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, cristyagem@gmail.com

Проведенные в последние годы исследования показали, что значительный объем континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) был сформирован в докембрии. В западной части ЦАСП (Казахстан, Тянь-Шань, Северо-Западный Китай) комплексы докембрийской коры участвуют в строении крупных террейнов, занимающих около 70 % от общей площади. Геохронологические и изотопно-геохимические данные, полученные для докембрийских комплексов этой части ЦАСП, свидетельствуют о проявлении корообразующих процессов как в раннем, так и в позднем докембрии [8].

Однако в пределах отдельных террейнов этой части пояса, как правило, обнажены комплексы, сформированные на протяжении только одного из этапов позднедокембрийской эволюции: в конце стенийского периода (~1100 млн лет) мезопротерозоя или в тонийском и криогенийском периодах неопротерозоя. Реконструкция более длительных отрезков докембрийской эволюции возможна только на основании Nd-изотопных характеристик магматических пород, при анализе возраста зерен обломочного циркона и их Hf-изотопных характеристик, поэтому особый интерес представляет расположенный в западной части Центрального Казахстана Улутауский террейн, формирование докембрийских комплексов которого происходило на протяжении более 1 млрд лет – в интервале от позднего палеопротерозоя до эдиакария.

**Донеопротерозойские образования** представлены осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, которые выявлены только в Майтубинской зоне западной части террейна. Наиболее низкое структурное положение занимают кварцитосланцы и кварциты (нижняя часть кумолинской свиты). В кварцитах присутствует обломочный циркон с оценками возраста в интервале от 1792 до 3368 млн лет, а преобладающей является популяция с палеопротерозойским возрастом в интервале от 1792 до 2500 млн лет и основными максимумами возраста 2036, 2366 и 2482 млн лет.

Вулканогенно-осадочная толща сложена филлитовидными сланцами, чередующимися с контрастными эффузивами (жйдинская серия). Породы основного состава представлены базальтами толеитовой серии с внутриплитными геохимическими характеристиками. Кислые эффузивы соответствуют умеренно глиноземистым, железистым риолитам с геохимическими особенностями пород А-типа. Полученные U-Pb оценки возраста кристаллизации акцессорного циркона (1338±5 млн лет и 1367±5 млн лет) указывают на формирование жйдинской серии в эктазийский период мезопротерозоя [6].

**Раннеопротерозойские (тонийско-криогенийские) образования** широко распространены как на западе, так и на востоке террейна, но различаются составом и возрастом. На западе – в Майтубинской зоне – развиты кислые эффузивы и гранитоиды, образующие две анарогенные вулканоплутонические ассоциации с возрастом ~830 млн лет (Дюсембайская) и ~800–790 млн лет (Актаская) [5]. Они несогласно перекрываются вулканогенно-осадочной толщей (боздакская серия), содержащей в основании конгломераты с гальками, валунами кислых эффузивов, гранитоидов и кварцитов. Оценки возраста обломочных цирконов из цемента конгломератов указывают на то, что их накопление происходило не ранее 800 млн лет в основном за счет эрозии раннеопротерозойских вулканоплутонических ассоциаций, а также комплексов палеопротерозойского и неорархейского возраста. Грубообломочные породы сменяются пачкой пикробазальтов и базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками [2]. Завершают разрез

боздакской серии филлитовидные сланцы с горизонтами мраморизованных известняков. Для последних предварительные данные о первичных отношениях  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  указывают на накопление в интервале 770–790 млн лет.

К наиболее молодым докембрийским интрузивным образованиям этой части террейна относятся щелочные сиениты карсакапайского комплекса –  $673 \pm 2$  млн лет [8].

В Карсакапайской зоне на востоке террейна неопротерозойские образования представлены дифференцированными и контрастными вулканогенными вулканогенно-осадочными толщами, в разрезах которых присутствуют пачки и горизонты хомогенных пород, представленные железистыми кварцитами, сланцами и известняками.

Формирование базальт-андезит-риолитовых толщ (аралбайская и нижняя часть белеутинской серии) было связано как минимум с двумя этапами магматизма ~820–840 млн лет и ~740–760 млн лет. Изотопно-геохимические характеристики эффузивов указывают на надсубдукционное происхождение их расплавов, в образовании которых принимали участие и комплексы раннедокембрийской континентальной коры [5].

Формирование базальт-андезитовых, базальт-риолитовых железорудных толщ (карсакапайская серия) также было связано с позднеотонийским этапом магматизма ( $745 \pm 3$  млн лет), но происходило в задуговом бассейне [5].

**Поздненеопротерозойские (криогенийско-эдиакарские) образования** ранее выделялись только на западе Майтубинской зоны, где они с несогласием перекрывают более древние образования и представлены вулканогенно-терригенной и грубообломочной последовательностью, традиционно относимой к венду и залегающей в основании нижнепалеозойского разреза [3]. U-Pb оценки возраста циркона из риолитов и цемента туфоконгломератов, залегающих в основании данной последовательности, свидетельствуют о ее накоплении с начала криогенийского периода ~720 млн лет (акбулакская серия). Более высокое стратиграфическое положение занимают терригенные и терригенно-карбонатные породы, содержащие два горизонта тиллоидов (улутауская серия). На основании возраста обломочных цирконов установлено, что накопление ледниковых отложений происходило с середины криогенийского периода до начала кембрия [8].

В Карсакапайской зоне авторами были впервые выделены комплексы данного возрастного этапа, образующие полосу выходов общей протяженностью ~60 км. Они представлены дифференцированной вулканогенно-осадочной толщей, с конгломератами в основании перекрывающей вулканогенные толщи раннего неопротерозоя (верхняя часть белеутинской серии). U-Pb оценки возраста обломочного циркона из цемента конгломератов позволяют считать, что их накопление началось не ранее 710 млн лет. Формирование основного объема вулканогенных пород, определенное по U-Pb оценкам возраста акцессорного циркона из плагиориолитов ( $594 \pm 5$  млн лет), туфов андезитового ( $594 \pm 3$  млн лет) и риолитового ( $600 \pm 2$  млн лет) состава, происходило в середине эдиакарского периода. Изотопно-геохимические характеристики эффузивов базальт-андезит-риолитовой толщи отражают формирование расплавов в надсубдукционной обстановке при участии комплексов раннедокембрийской континентальной коры.

Полученные данные отражают длительную (более 1 млрд лет) докембрийскую тектономагматическую эволюцию Улутауского террейна, в которой могут быть выделены несколько главных этапов.

Донеопротерозойский этап эволюции характеризуется накоплением в конце палеопротерозоя кварцитосланцевых толщ, протолиты которых, вероятно, формировались в субплатформенных обстановках. Близкие по строению, составу и возрасту комплексы были выявлены в Чуйско-Кендыктасском (Юго-Западный Казахстан) и Исыккульском (Северный Тянь-Шань) террейнах [1, 4]. Можно предположить, что эти толщи принадлежали к одному стратиграфическому уровню и накапливались в пределах пассивной окраины палеопротерозойского суперконтинента Нуна, в состав которого входили эти террейны. Последующее проявление бимодального магматизма в середине мезопротерозоя в Улутауском террейне отражают процессы рифтогенеза, который сопровождал распад суперконтинента в интервале 1500–1250 млн лет [9].

Эволюция Улутауского террейна в неопротерозое, напротив, была связана с его участием в строении активной окраины. В тонийский период дифференцированные вулканические серии его восточной части формировались за счет надсубдукционного магматизма, в то время как анарогенный риолит-гранитный магматизм и последующее накопление грубообломочных и вулканогенных толщ западной части происходили в обстановке тылового, по отношению к зоне субдукции, растяжения. Данные последних лет показывают, что этот этап магматизма, проявленный также в террейнах Юго-Западного Казахстана, Среднего Тянь-Шаня, Таримском кратоне и кратоне Янцзы, маркировал активную северо-западную окраину суперконтинента Родиния [7].

Начавшаяся в криогении обратная миграция зоны субдукции сопровождалась раскрытием рифтогенных бассейнов. С этими процессами связано формирование криогенийско-эдиакарских вулканогенных и грубообломочных толщ западной части Улутауского террейна. В начале эдиакария рифтогенные процессы приводят к раскрытию Туркестанского палеокеана, отделившего от активной окраины Таримский кратон и кратон Янцзы, которые далее развивались в режиме пассивной окраины.

Формирование эдиакарских дифференцированных островодужных серий Карсапакской зоны может быть связано с продолжением длительной эволюции неопротерозойской активной континентальной окраины, в строении которой участвовал и Улутауский террейн.

Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069.

- [1] Алексеев Д.В., Худoley А.К., Дюфрейн С.Э. Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты Киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 5–9.
- [2] Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В. Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1969–1991.
- [3] Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана М.: Изд-во МГУ, 1979. 251 с.
- [4] Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Пан К.Н., Ван К.Л., Ли Х.Я., Плоткина Ю.В. Первые результаты U-Pb-изучения обломочных цирконов из докембрийских кварцито-сланцевых толщ Чуйского блока (Южный Казахстан) // Доклады РАН. 2019. Т. 489. № 1. С. 57–61.
- [5] Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Ковач В.П., Федоров Б.В. Позднедокембрийские риолит-гранитные вулканоплутонические ассоциации Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2022. № 4. С. 3–34.
- [6] Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Федоров Б.В. Мезопротерозойский бимодальный магматизм Улутауского террейна Центрального Казахстана // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 5–13.
- [7] Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research. 2023. V. 119. P. 313–340.
- [8] Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.
- [9] Pisarevsky S.A., Elming S.-A., Pesonen L.J., Li Z.-X. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond // Precambrian Research. 2014. V. 244. P. 207–225.



## ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

М.И. Тучкова, С.Г. Сколотнев, С.Д. Соколов, А.В. Моисеев

Москва, Геологический институт РАН, tuchkova@ginras.ru

Палеозойские отложения Восточной Арктики до сих пор изучены недостаточно для построения достоверных палеореконструкций. В отношении области Центрально-Арктических поднятий и прогибов (ЦАПП), за исключением хр. Нордвинд, долгое время вообще отсутствовали какие-либо данные о палеозойских отложениях. Вместе с тем обнаружение палеозойских связей поднятия Менделеева со структурами Чукотской складчатой области имеет важное значение для расширения внешней границы шельфа РФ. Новые материалы по подводному опробованию [1–3] дают возможность провести сравнительный литологический анализ пород поднятия Менделеева с разрезами Чукотской складчатой области, что позволит ответить на вопрос о возможности их накопления в едином осадочном бассейне.

Палеозойские образования Чукотской складчатой области встречаются фрагментарно. В некоторых случаях они приурочены к поднятиям как отложения девона – карбона на Чукотке. В других случаях нижнепалеозойские отложения слагают складчато-надвиговые структуры и представлены силуром – девоном на о. Врангеля или ордовиком – силуром – девоном на Чукотке, в бассейне р. Чегитунь и по береговым обрывам Берингова моря. По результатам многолетнего картирования Чукотки и о. Врангеля принято выделять палеозойские осадочные комплексы, отвечающие следующим стратиграфическим интервалам – O-S, S2-D1, D1-2, D3-C1, C2-P [4, 5]. Отложения палеозойского возраста в последние годы установлены также на поднятии Менделеева [1]. На поднятии Менделеева выявлены и подтверждены стратиграфические интервалы O3-S и D2-3 [3, 6], поэтому именно эти интервалы рассматриваются в докладе с целью межрегиональной корреляции.

Для ордовикско-силурийского времени мелководные, прибрежно-морские обстановки установлены на поднятии Менделеева. На Восточной Чукотке, в бассейне р. Чегитунь, прослеживаются мелководно-морские условия с нормальной соленостью [7]. В течение силурийского времени площадь бассейна сокращалась и накопление осадков происходило в мелководных полузамкнутых водоемах, в лагунах с водой повышенной солености и температуры [7]. На о. Врангеля достоверно установлены силурийские образования, возраст которых подтверждается находками кораллов и остатками конодонтов [4]. В целом силурийские отложения входят в комплекс верхнего силура – нижнего девона (S2-D1) и имеют ограниченное распространение на севере острова. Отложения имеют два типа разреза – терригенный (г. Дрем-Хед, м. Флоренс) и карбонатный (р. Леминговая). Обстановки накопления осадков нормальные морские, при этом более восточные разрезы (р. Леминговая) накапливались в более мелководных условиях, чем западные (г. Дрем-Хед), снос обломочного материала происходил с востока на запад, согласно замерам косой слоистости.

В раннем девоне происходит обмеление бассейна, благодаря чему формируются преимущественно кварцитовидные песчаники и гравийные песчаники с высоким содержанием кварцевого обломочного материала, что свидетельствует о существовании коры выветривания на прилегающей суше, являющейся областью сноса для осадочного бассейна. Верхнедевонские отложения Чукотки имеют высокое содержание кварца и устойчивых обломков пород, которые указывают на размыв гранитоидов и кристаллических сланцев, а также кремней. В основании верхнего девона песчаники представлены главным образом потоковыми отложениями, но в аргиллитах присутствует высокое содержание зерен алевритовой размерности, что указывает на шельфовые обстановки с активной гидродинамикой. Снос обломочного материала по единичным замерам имеет направление с севера на юг (м. Кибера). В конце девонского времени доминируют фоновые отложения с редкими прослоями тонкозернистых кварцитовидных песчаников. Вероятно, происходит углубление бассейна или трансгрессия, в результате чего снизилось по-



ступление обломочного материала. В связи с тем, что состав размываемого комплекса для верхнедевонских песчаников м. Кибера и южной тектонической зоны о. Врангеля одинаков, можно предположить, что внутрибассейновое поднятие имело достаточно крупные размеры или же представляло собой протяженную цепь островов, сложенную однотипными комплексами пород.

Проведенный анализ выявил большое сходство в строении разрезов Чукотки, о. Врангеля и поднятия Менделеева: единые интервалы выпадения разрезов, похожий состав песчаников и общие фациальные закономерности. На протяжении палеозойского времени во всех объектах устанавливаются мелководные обстановки – карбонатные для ордовика – силура и терригенные для девона. Для силурийского времени более мелководные фации располагаются на востоке как для поднятия Менделеева, так и для о. Врангеля, что подтверждается также направлением сноса обломочного материала. Установлен этап деформаций во временном интервале поздний девон – ранний карбон [8], который фиксируется структурными наблюдениями, выпадением этой части разреза на поднятии Менделеева и накоплением кварцитовидных песчаников в мелководных условиях на о. Врангеля и немного более глубоководных на Чукотке, что свидетельствует об общей пенепленизации с формированием коры выветривания на прилегающей суше. Для верхнего девона предполагается общий источник сноса для песчаников южной тектонической зоны о. Врангеля и Чукотки, сложенный гранитоидами и метаосадочными породами.

Таким образом, можно реконструировать крупный континентальный блок, поставивший обломочный материал в палеозойские бассейны Восточной Арктики. Он располагался северовосточнее о. Врангеля и охватывал южные сегменты поднятия Менделеева.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект № 20-17-00197-П.

- [1] Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Каиубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
- [2] Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнейчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Доклады РАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.
- [3] Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., Tolmacheva T., Kurilenko A., Raevskaya E., Rozhnov S., Petrov E., Korniyuchuk A. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Marine Geology. 2019. V. 407. P. 148–163. doi:10.1016/j.margeo.2018.11.002.
- [4] Косьюко М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология // Министерство природных ресурсов РФ, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
- [5] Тибилев И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и важнейшие проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
- [6] Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Mirolyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic): study of sea bottom dredged material. // Journal of Geodynamics. 2018. V. 120. P. 23–44.
- [7] Орадовская М.М., Обут А.М. Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова. Новосибирск, 1977. 221 с.
- [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.



## ГЕОХИМИЯ, Sr-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И Ar-Ar ВОЗРАСТ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ НЕРЧИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Е.Н. Федерягина<sup>1</sup>, А.А. Воронцов<sup>2</sup>, С.И. Дриль<sup>2</sup>, С.А. Сасим<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет, katerinka19.85@mail.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН

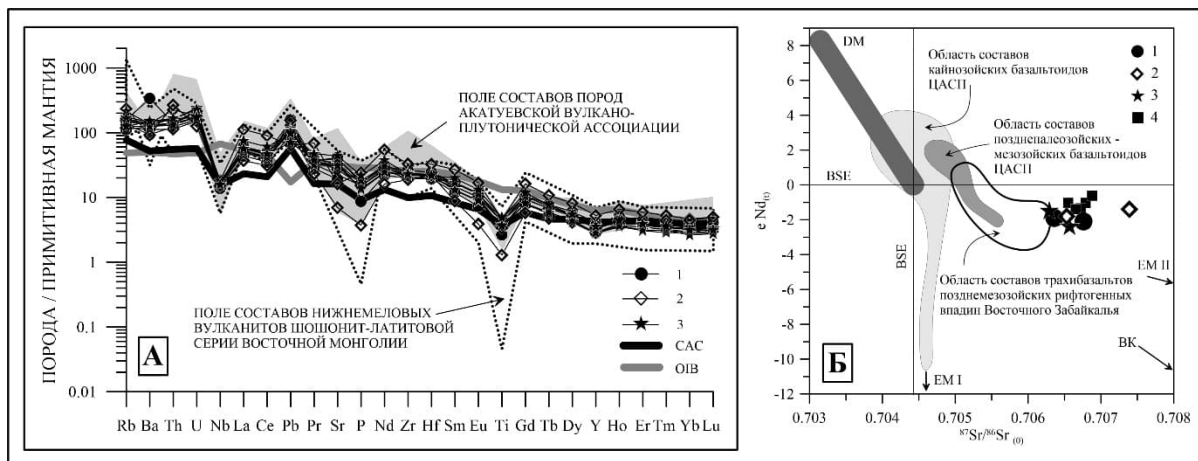
Нерчинская депрессия расположена в центральной части Юго-Восточного Забайкалья, принадлежит Аргунской структурно-формационной зоне (супертеррейну) и является одним из элементов крупнейшей позднемезозойской континентальной рифтовой системы Центральной Азии. Она имеет протяженность около 30 км при ширине от 3 до 6 км, прослеживается в северо-восточном направлении в приустьевом районе р. Нерча и повторяет очертания погребенной палеодолины, заполненной мел-неоген-четвертичными речными осадками. Вулканические толщи обнажаются лишь на бортах депрессии, залегая на протерозойских метаморфических породах и/или на доюрских гранитоидах. Авторами они изучались в пределах Апрелковского и Гожалкинского вулканических полей (АВП и ГВП).

В пределах западного фланга АВП вулканическая толща (мощность около 300 м) сложена переслаивающимися покровами вулканитов умеренной щелочности. Содержание кремнезема в породах варьируется от 56 до 68 мас. % при суммарной щелочности 6.7–8.1 мас. %. Высокие содержания в вулканитах  $K_2O$  (2.8–3.4 мас. %), низкие содержания  $TiO_2$  (0.5–0.9 мас. %), значения  $K_2O/Na_2O$  (0.5–0.9) дают основания относить их к шошонит-латитовой серии. В соответствии с классификационной диаграммой  $K_2O-SiO_2$  [1] с изменениями и дополнениями [2] вулканиты западного фланга Апрелковского поля представлены шошонитами, высококалийевыми андезибазальтами, андезитами и дацитами. Для пробы АПР-2/5, отвечающей высококалийевому андезибазальту, была получена  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датировка с возрастом  $150.8 \pm 1.4$  млн лет.

В строении ГВП распространены умеренно-щелочные породы с содержанием кремнезема от 56 до 73 мас. % при значениях  $Na_2O+K_2O$ , варьирующихся в пределах 6.2–8.4 мас. %. Они незакономерно переслаиваются между собой и фрагментарно вскрываются вдоль северного обрамления поля. Мощность изученного фрагмента вулканической толщи не превышает 70 м. По характеру переслаивания и набору пород эта толща аналогична толще западного фланга АВП. Содержания в вулканитах  $K_2O$  (2.9–4.6 мас. %),  $TiO_2$  (0.5–0.9 мас. %), значения  $K_2O/Na_2O$  (0.8–1.2) в целом аналогичны вулканитам западного фланга АВП, что позволяет их также отнести к шошонит-латитовой серии. Согласно классификационной диаграмме  $K_2O-SiO_2$  исследуемые вулканиты относятся к высококалийевым андезибазальтам, латитам, дацитам и риодацитам.  $^{40}Ar/^{39}Ar$  возраст латитов (проба Н-1/3) отвечает значению  $146.5 \pm 1.6$  млн лет. На восточном фланге АВП покровы залегают субгоризонтально (мощность около 200 м). Породы характеризуются более узким диапазоном содержаний  $SiO_2$  (55–62 мас. %), более высокими концентрациями  $K_2O$  (3.3–4.4), умеренно низкими значениями  $TiO_2$  (0.8–1.1 мас. %) и величиной  $K_2O/Na_2O$ , изменяющейся в диапазоне 0.9–1.2, что позволяет уверенно относить их к шошонит-латитовой серии. Вулканиты, согласно классификационной диаграмме  $K_2O-SiO_2$ , относятся к шошонитам и латитам. Полученный  $^{40}Ar/^{39}Ar$  возраст латита данной толщи (проба АПР-4/3) составляет  $131.1 \pm 1.2$  млн лет.

С учетом того, что западный фланг отделяется от восточного субмеридиональным разломом, полученные датировки указывают на существование двух разных по возрасту вулканических толщ. Одна из них, вероятно, отвечает ассоциации, относимой к шадоронской серии (западный фланг), другая – к ундинодаинской серии (восточный фланг).

Геохимические параметры пород Нерчинской депрессии приведены на диаграмме распределения редких элементов (рисунок, А).



**Изотопно-геохимические характеристики позднемезозойских вулканитов Нерчинской депрессии.**

*А* – нормированный график распределения редких элементов.

*1* – вулканиты шадоронской серии АВП; *2* – вулканиты шадоронской серии ГВП; *3* – вулканиты ундио-данской серии АВП; САС – средний состав континентальной коры района активных континентальных окраин по [3]; ОИВ – средний состав базальта океанических островов (ОИВ) по [4]. Для нормирования использовался состав примитивной мантии по [4]. *Б* – изотопная диаграмма  $\epsilon_{Nd}(t)-^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ . *1-3* – см. условные обозначение к рисунку, *А*; *4* – позднемезозойские породы шошонит-латитовой серии Александрово-Заводской впадины [8]; области составов PZ, MZ и KZ внутриплитовых базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) приведены по [6, 7]; область составов трахибазальтов позднемезозойских рифтогенных впадин Восточного Забайкалья приведена по [8] с использованием неопубликованных данных С.И. Дриля.

Вулканиты Апрельковского (оба фланга) и Гожалкинское полей в целом характеризуются близкими спектрами распределения редких элементов: отмечаются повышенные концентрации литофильных элементов (Rb, Th, U, Pb, Zr, Hf, LREE) при умеренно выраженных отрицательных аномалиях Ti, Nb, P, что сближает их с составами коры активных континентальных окраин. Однако прямое участие субдукционных процессов в образовании вулканитов в соответствии с возрастом вулканизма и существующими моделями геодинамических реконструкций не представляется возможным. С другой стороны, внутриплитовые магматические породы, развитые в пределах рифтогенных впадин Восточного Забайкалья, могли быть образованы в постаккреционный этап развития Монголо-Охотского орогенного пояса за счет источников вещества, претерпевших эпизоды предшествующего субдукционного обогащения мантии. Аналогичной природой и близкими спектрами распределения редких элементов обладают средневерхнеюрские породы шошонит-латитовой серии Александрово-Заводской впадины Восточного Забайкалья [8] и раннемеловые вулканиты шошонит-латитовой серии Восточной Монголии [5].

Для наиболее основных вулканитов Апрельковского и Гожалкинское полей были получены изотопные составы стронция и неодима. На рисунке, *Б*, видно, что все исследуемые вулканиты характеризуются умеренно радиогенным составом стронция и слабоотрицательными величинами  $\epsilon_{Nd}(t)$  (для шошонитов и высококальциевых андезибазальтов западного фланга Апрельковского поля величины  $^{87}Sr/^{86}Sr_{(151 MA)}=0.70738-0.70764$  и  $\epsilon_{Nd}(t)=-1.9...-2.1$ ; для латитов и высококальциевых андезибазальтов Гожалкинское поля  $^{87}Sr/^{86}Sr_{(146 MA)}=0.70749-0.70790$  и  $\epsilon_{Nd}(t)=-1.4...-1.8$ ); для шошонитов и латитов восточного фланга Апрельковского поля  $^{87}Sr/^{86}Sr_{(131 MA)}=0.70753-0.70790$  и  $\epsilon_{Nd}(t)=-1.5...-2.4$ .

Подобное распределение изотопных составов стронция и неодима характерно для поздне-мезозойских внутриплитных базальтов Северной Азии, представляющих согласно [7] составы мантийных плюмов, ответственных за внутриплитную активность региона. Наиболее близки изотопные составы стронция и неодима вулканитов Нерчинской депрессии к проявлениям шошонит-латитовых серий Восточной Монголии и Восточного Забайкалья, в частности локализованным в пределах Александрово-Заводской впадины. Более радиогенный состав стронция исследуемых пород, вероятно, связан с более выраженной ролью процессов контаминации коровым веществом, а также более обогащенным радиогенным стронцием мантийным источником типа ЕМII в родоначальном расплаве. Последний факт согласуется с направленным изменением

состава мантийных субстратов от источника типа ЕМШ в сторону умеренно деплетированного источника типа DM во времени для территории ЦАСП [7].

Таким образом, на основании изотопно-геохимических данных можно заключить, что исследуемые вулканы Нерчинской депрессии характеризуют этапы вулканической активности, проявленной в Нерчинской депрессии в диапазоне 131–151 млн лет, относятся к шошонит-латитовой серии и характеризуются умеренно обогащенным первичным изотопным составом стронция и слабоотрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$ , что указывает на участие источника типа ЕМШ и возможную контаминацию родоначальных мантийных магм некоторым количеством корового вещества.

Исследования выполнены в рамках госзадания ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

- [1] *Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. V. 58. № 1. P. 63–81.
- [2] *Перепелов А.Б.* Геохимия позднекайнозойских высококальциевых вулканических серий островодужной системы Камчатки: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1989. 394 с.
- [3] *Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33. № 3. P. 267–309.
- [4] *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications*. 1989. V. 42. P. 313–346.
- [5] *Dash B., Yin A., Jiang N., Tsevedorj B., Han B.* Petrology, structural setting, timing and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: Constraints on their tectonic origin // *Gondwana Research*. 2015. V. 27. P. 281–299.
- [6] *Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И.* Трахибазальт-трахит-трахириолитовый раннемеловой вулканизм Нилгинской депрессии (Центральная Монголия): источники и эволюция состава магм в условиях континентального рифтогенеза // *Геология и геофизика*. 2018. № 12. С. 2101–2128.
- [7] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое-раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // *Доклады РАН*. 2000. Т. 375. № 4. С. 525–530.
- [8] *Сасим С.А., Дриль С.И.* Геохимия и Sr-Nd изотопная систематика пород шошонитовой и трахибазальтовой серий на примере мезозойских вулканических Ингодинской, Усуглинской и Александрово-Заводской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. Вып. 11. С. 202–204.



## ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЫСОКОЧИСТОГО КВАРЦА

А.М. Федоров

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

Несмотря на то, что кварц в литосфере Земли распространен достаточно широко, месторождения высокочистого кварца (с содержанием элементов примесей менее 50 ppm) представляют большую редкость.

Главными типами природного высокочистого кварцевого сырья являются жильный кварц, кварцевые ядра пегматитов и кварциты. В последние десятилетия XX в. поиски высокочистого кварца ограничивались его гранулированными разновидностями. К настоящему времени накоплен большой материал по вопросам генезиса кварца, но до сих пор не существует общепринятой теории образования месторождений его высокочистых разновидностей. Сравнительная характеристика геологических процессов в регионах с проявлениями высокочистого кварца или крупными месторождениями позволяет выделить общие факторы их генезиса.

Еще в работах Адамса указывалось на то, что кварц в результате перекристаллизации избавляется от минеральных примесей [1]. Современные исследования по минерации кварца указывают на то, что большая часть месторождений кварца расположена вблизи тектонических структур различного ранга.

В Уральской кварценозной провинции основной рудоконтролирующей структурой является долгоживущий Главный Уральский глубинный разлом, который в результате многофазного развития разделил складчатое сооружение на Центрально-Уральскую и Восточно-Уральскую формационные зоны [2]. В пределах Уфалейского метаморфического блока выделяются важнейшие проявления высокочистого кварца России – Кузнечихинское, Острогорское, Беркутинское и др. [3]. По восточному обрамлению Уфалейского метаморфического блока выявлено несколько жильных полей, получивших обобщенное название «Кыштымское месторождение гранулированного кварца». Месторождения Уфалейского блока по принципу полихронных и полигенных процессов развития кварцево-жильных тел сведены к двум формациям и семи субформациям [4]. Жилы перекристаллизованы, гранулированы или метасоматизированы в результате коллизионных процессов.

В пределах орогена Циньлинь (КНР) выделяется зона пегматитовых жил с несколькими проявлениями высокочистого кварца [5]. Она находится на границе между Северо-Китайским и Южно-Китайским блоками. Ороген Циньлинь, в свою очередь, разделен Шаньданьской шовной зоной на террейны Северный Циньлинь и Южный Циньлинь. В орогене Циньлинь происходила длительная многоэтапная континентальная дивергенция и конвергенция между блоками.

После стадии внедрения пегматитовых тел в среднем палеозое (420 млн лет назад) происходили коллизионные события позднего палеозоя и позднего триаса, в результате которых могли быть метаморфизованы породы, вмещающие кварц и циркон и, следовательно, мог произойти вынос элементов-примесей из перекристаллизованных минералов.

В пределах Свеконорвежской пегматитовой провинции, которая охватывает большую часть Южной Норвегии, находится гранитно-пегматитовое поле Фроланд. В работе [6] авторы рассматривают этот участок как перспективный на высокочистое кварцевое сырье и сравнивают его с расположенным поблизости пегматитовым полем Эвье-Ивеланд, характеризующимся как некачественное по содержанию примесей. Эти два месторождения сформировались во время Свеконорвежского (Гренвильского) орогенеза (1145–900 млн лет назад) на юго-западной окраине Фенноскандинавского щита. Домен Бамбл, где находится пегматитовое поле Фроланд, расположен в висячем блоке относительно Постгрюн-Кристиансандской разломной зоны (ПКРЗ) и характеризуется раннесвеконорвежской тектонометаморфической историей (1145–1080 млн лет). Литотектонический домен Телемарк, где находится пегматитовое поле Эвье-Ивеланд, расположен в подножии ПКРЗ и был эксгумирован и охлажден в более позднюю орогению (930–900 млн лет).

Принимая во внимание положение пегматитов Фроланд вблизи долгоживущей разломной зоны Постгрюн-Кристиансанд и время их становления, можно предположить, что они могли испытать наложенный метаморфизм в поздние этапы развития Свеконорвежского орогена.

Основным продуктом горного района Спрус-Пайн (*Spruce Pine, США*) в настоящее время является кварц [7]. Он добывается преимущественно из пегматитов, содержащих крупнозернистые кристаллы полевого шпата, мусковита и кварца. Породы плутонической свиты Спрус-Пайн интродуцируют сланцы и гнейсы формации Эш в хребте Блу Ридж Аппалачских гор на западе Северной Каролины. Они являются частью надвигового блока Спрус-Пайн в северной части пояса Блу Ридж [8]. Породы надвигового блока Спрус-Пайн являются частью террейна Тугалу, состоящего из метаосадков, прослоев амфиболитов, небольших тел ультраосновных пород и нескольких мафических – ультраосновных комплексов, аккрецированных в Северной Америке во время Таконской орогении.

Расплавы комплекса Спрус-Пайн, с которыми ассоциируются пегматиты месторождения Спрус-Пайн, были интродуцированы около конца пика метаморфизма – средней и верхней амфиболитовой фации. Новые U-Pb данные ID-TIMS обеспечивают более точный и надежный возраст кристаллизации для плутона Чок Маунтин, части интрузивного комплекса Спрус-Пайн –  $377.7 \pm 2.5$  млн лет [9].

Особенностью гранодиоритов Спрус-Пайн является то, что в большинстве пород наблюдаются некоторые признаки постмагматической перекристаллизации, связанной с деформацией. Вероятно, эти текстуры могли сформироваться в стадию развития структуры хребта Блу Ридж в период ~330 млн лет назад [9], ~220–270 млн лет назад [8]. Пегматитовые тела и гранодиориты плутона Спрус-Пайн внедрились во вмещающие породы во время Таконской орогении 370–390 млн лет назад, а в этап Алеганской активизации (330, ~220–270 млн лет назад) испытали перекристаллизацию с формированием складчатых структур и выносом примесей из кварца пегматитовых тел.

В пределах Байкало-Патомского нагорья выделяются Патомский кварценосный район и Жуинская кварценосная зона, Мамская зона слюдоносных пегматитов [2]. В Мамской зоне пегматитовые жилы, иногда с гранулированным высокочистым кварцем [10], по мнению Г.И. Крыловой [11], являются аналогами месторождения Спрус Пайн (США). Их возраст по данным [12] составляет  $333 \pm 4$  млн лет.

Были подробно изучены кварциты Гарганского кварценосного района Восточного Саяна. Процесс очистки исходных хемогенно-осадочных кварцитов, по мнению автора, происходил в результате динамометаморфического стресса, вызванного продвигающимися по ним пластинами офиолитового покрова при коллизии Дунжугурской островной дуги с окраиной Гарганского микроконтинента [13] или коллапсе раннебайкальского орогена [14].

На примере месторождений Урала, Восточного Саяна, Восточного Циньлиня, Скандинавии и Аппалачей показано, что важнейшим фактором образования высокочистого кварца является перекристаллизация в результате пост- и сингенетических коллизионных событий. Высокочистые месторождения кварца могут формироваться по исходным гидротермальным и пегматитовым жилам, кварцитам и метапесчаникам разного генезиса в результате многоэтапного развития вмещающих пород. Пик формирования месторождений сверхчистого кварца в мире приходится на герцинское время.

- [1] Adams S.F. A microscopic study of vein quartz // *Economic Geology*. 1920. V. 15. № 8. P. 623–664.
- [2] Бьдтаева Н.Г., Галиахметова Л.Х., Киселева Р.А., Непряхин А.Е. Структурно-вещественный комплекс Мало-Чипикетской кварценосной зоны Патомского кварценосного района // *Разведка и охрана недр*. 2018. № 12. С. 15–23.
- [3] Белковский А.И. Минерагения месторождений особочистого кварца «уфалейского» типа (Центрально-Уральское поднятие, Уфалейский метаморфический блок, Средний Урал) // *Литосфера*. 2013. № 6. С. 73–87.
- [4] Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Савичев А.Н. Закономерности размещения и условия образования особо чистого кварца (Уфалейский кварценосный район, Южный Урал) // *Доклады РАН*. 2005. Т. 405. № 2. С. 233–236.
- [5] Zhang Y., Zhao H., Liu L., Pan J., Zhu L., Liu G., Zhang X. Timing of granite pegmatite-type high-purity quartz deposit in the Eastern Qinling, China: constraints from in-situ LA-ICP-MS trace analyses of quartz and monazite U-Pb dating // *Acta Geochimica*. 2022. V. 41. № 2. P. 197–207.
- [6] Muller A., Ihlen P.M., Snook B., Larsen R.B., Flem B., Bingen B., Williamson B.J. The chemistry of quartz in granitic pegmatites of southern Norway: Petrogenetic and economic implications // *Economic Geology*. 2015. V. 110. № 7. P. 1737–1757.

- [7] Swanson S.E., Veal W.B. Mineralogy and petrogenesis of pegmatites in the Spruce Pine District, North Carolina, USA // *Journal of Geosciences*. 2010. V. 55. P. 27–42.
- [8] Butler J.R. Paleozoic deformation and metamorphism in part of the Blue Ridge thrust sheet, North Carolina // *American Journal of Science*. 1973. V. 273-A. P. 72–88.
- [9] Miller B.V., Fetter A.H., Stewart K.G., () Plutonism in three orogenic pulses, Eastern Blue Ridge Province, southern Appalachians // *GSA Bulletin*. 2006. V. 118. № 1–2. P. 171–184.
- [10] Раков Л.Т., Ткачев А.В., Сахнов А.А. Генетический анализ кварца пегматитов Мамско-Чуйского слюдоносного района на основе использования распределения изоморфных примесей, Россия // *Геология рудных месторождений*. 2013. Т. 55. № 1. С. 48–67.
- [11] Крылова Г.И., Скобель Л.С., Митрофанов А.А., Балакирев В.Г. Геологические и минералого-геохимические сведения о кварце с торговой маркой Iota (США, штат Северная Каролина). Возможности поиска его аналогов в России // *Уральский геологический журнал*. 2003. № 4. С. 81–122.
- [12] Ткачев А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Иванова А.А., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В. О возрасте формирования пегматитов Мамской слюдоносной провинции: новые U-Pb (ID SIMS) данные по циркону // *Доклады РАН. Науки о земле*. 2022. Т. 507. № 2. С. 163–170.
- [13] Федоров А.М., Спиридонов А.М., Будяк А.Е., Сокольников Ю.В., Куликова З.И. Условия формирования месторождения сверхчистых кварцитов Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян) // *Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений*. 2011. № 1 (38). С. 94–104.
- [14] Fedorov A.M., Makrygina V.A., Nepomnyashikh A.I., Zhaboedov A.P. Parshin A.V., Posokhov V.F., Sokolnikova Yu.V. Geochemistry and petrology of superpure quartzites from East Sayan Mountains, Russia // *Acta Geochimica*. 2019. V. 38. № 1. P. 22–39.



## КЕМБРИЙСКИЕ ОСТРОВОДУЖНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Ю.Ф. Филиппов<sup>1</sup>, С.В. Сараев<sup>1</sup>, В.А. Симонов<sup>2</sup>, А.В. Котляров<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, PhilippovYF@ipgg.sbras.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Для палеогеодинамических реконструкций раннего палеозоя в юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты (ЗСП) традиционно используются данные, полученные из естественных обнажений складчатых комплексов по южной периферии плиты, при этом закрытые мезозойскими осадками территории остаются в этом отношении в значительной степени «terra incognita». Тем не менее в последние годы были получены данные [1–4], позволяющие проследить выявленные геодинамические обстановки в Алтае-Саянской складчатой области далее на север, в «закрытые» территории, где эти комплексы погребены под мощным осадочным чехлом.

Речь идет о западной окраине выделяемого в фундаменте ЗСП Касско-Туруханского микроконтинента, причленившегося к деформированным структурам Енисейского тектонического пояса СП в предвендское время [2, 4] и в венд-раннепалеозойское время представлявшего окраину СП с развитием в его пределах Предъенисейского эпиконтинентального эвапоритового осадочного бассейна.

Специалистами ИНГГ СО РАН было выявлено, что на юго-западной окраине этого бассейна в раннекембрийское время преобладали глубоководные океанические обстановки осадконакопления, соответствующие активным частям задуговых бассейнов [1]. Остатки подобных образований вскрыты бурением, в частности, на Вездеходной площади, а также, возможно, на окружающих Чачанской, Ярской, Карбинской, Няргинской, Западной, Корбыльской площадях. Абсолютные <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датировки удалось получить только по базальтоидам и гранодиоритам скв. Вездеходная-4 (соответственно 517–520 и 542 млн лет). Микроэлементный состав базальтов и долеритов, слагающих стратифицированную последовательность покровов и потоков, соответствует в разных частях разреза составу базальтов как срединно-океанических хребтов, так и островных дуг. Гранодиориты с ксенолитами базальтов, как и залегающие на них гравелитопесчаники, представляют, по-видимому, фрагмент разреза наиболее раннего периода существования дуги до ее «расщепления» и образования зоны растяжения.

Более поздний этап кембрийского вулканизма наблюдается в разрезах кембрия скважин Восток – 1, 3, 4 (территория Предъенисейского бассейна) и характеризуется более пестрым составом вулканитов, а сравнительно редкие излияния базальтов проходили в более мелководной обстановке на фоне карбонатной седиментации с появлением пузыристых лав на мелководье. Резкий всплеск вулканических событий зафиксирован во второй половине раннего кембрия – в разрезе появляются мелкие прослои с примесью кислой ультракалиевой пирокластике (содержание K<sub>2</sub>O до 14 %). Тонкие прослои пирокластике кислого состава, отвечающие единичным пеплопадам, зафиксированы на уровне тойонского и раннеамгинского веков. Еще выше по разрезу характер вулканизма меняется от кислых эффузивов до базальтового или смешанного.

Позднее специалистами ИГМ и ИНГГ СО РАН были детально изучены базальтовые и пикритовые комплексы в разрезе скважин на Чкаловской площади (скв. 7 и 11), расположенной в 350 км к западу от Вездеходной [3]. Проведенное <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирование указало на позднекембрийский возраст пикритовых порфиринов (495 млн лет). Петрохимические исследования, а также данные по редким, редкоземельным элементам и по составам первичных минералов (клинопироксен) в породах базальтовых и пикритовых комплексов свидетельствуют о сложности их формирования при участии магматических систем с признаками базальтовых (островных дуг и задуговых бассейнов), пикритовых, шошонитовых (а также типа WPB) расплавов.





**Схема основных тектонических элементов в юго-восточной части фундамента ЗСП и расположение скважин.**

В целом, проведенные исследования свидетельствуют о том, что формирование позднекембрийских базальтовых и пикритовых комплексов в фундаменте ЗСП связано с развитием сложной кембрийской субдукционной зоны Палеоазиатского океана, фрагменты которой имеют свои характерные особенности. Так, данные по образцам из скважин Чкаловской площади отражают в основном островодужный этап развития палеосубдукционных структур с некоторым участием плюмового (рециклированного – REC) компонента, а материалы по Вездеходной площади содержат информацию по магматическим системам островной дуги и задугового бассейна с возможным влиянием расплавов типа WPB и при участии обогащенного (EN) компонента. Изучение строения и состава осадочно-вулканогенных комплексов Вездеходной и Чкаловской площадей указывает на их формирование в сравнительно глубоководных обстановках, отвечающих активной зоне задугового бассейна или нижней части материкового (или островодужного) склона. При этом, вероятно, островодужная система мигрировала в западном направлении от Сибирской платформы. Позднекембрийский разрез на Чкаловской площади можно отнести к удаленному фрагменту этой островной дуги. Сходство геохимических характеристик базальтовых и пикритовых комплексов с вулканитами Камчатки может указывать на аналогичные геодинамические условия образования в этой части фундамента ЗСП. В частности, есть основание предполагать, что формирование значительной части рассмотренных позднекембрийских комплексов происходило по модели с действием обогащенных магматических систем в ходе развития деструктивного окна («slab-window») при разрыве субдуцированной плиты на фоне развития обычного островодужного магматизма.

Как известно, южнее подобные кембрийские и ордовикские островодужные комплексы распространены в пределах Кузнецко-Алатауской вулканической зоны (в частности, Золотокиятский вулканический район), которая является одной из ветвей глобальной Центрально-Азиатской вулканической области. Вероятнее всего, в кембрии на этих территориях, окаймляющих с запада пассивные шельфовые окраины Сибирского кратона (Предъенисейский бассейн на севере и Енисейский шельф на юге), существовала единая система вулканических дуг и задуговых бассейнов с формированием глубоководных вулканогенно-терригенных осадочных комплексов и развитием мощного, контрастного по составу вулканизма. Следы периодической и разнообразной вулканической деятельности зафиксированы в фундаменте ЗСП, перекрытом осадочными комплексами мезозоя и кайнозоя, и прослеживаются севернее Кузнецко-Алатауской вулканической зоны как минимум до 60° с.ш.

Работа выполнена в рамках государственной программы фундаментальных научных FWZZ-2022-0007.

- [1] *Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каитанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф.* Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение Западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 7. С. 1022–1031.
- [2] *Филиппов Ю.Ф.* Геологическая модель Предьенисейского верхнепротерозой-палеозойского осадочного бассейна на юго-востоке Западно-Сибирской провинции // Геология нефти и газа. 2018. № 4. С. 53–62.
- [3] *Симонов В.А., Конторович В.А., Котляров А.В., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Ступаков С.И.* Условия развития раннепалеозойского базальтового и пикритового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1476–1498.
- [4] *Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д.* Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54. № 1. С. 62–78.



## ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА КАМОВСКОГО СВОДА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В.А. Фомин, А.В. Струнов, А.Г. Вахромеев

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, fovarid@gmail.com

Открытие новых месторождений и залежей углеводородов на территории России является одной из приоритетных задач геологоразведки. На территории Красноярского края Восточной Сибири наиболее крупные Юрубчено-Тохомское и Куюмбинское месторождения углеводородов расположены в центральной части Камовского свода Байкинской антеклизы Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. В то же время юго-восточная часть Камовского свода также обладает высокими перспективами нефтегазоносности [1–3].

Основные перспективы наличия залежей углеводородов в восточной части Байкинской антеклизы связывают с вендскими и рифейскими комплексами терригенно-карбонатных пород, которые определяются многими факторами, главными из которых являются тектоника и палеотектоника, палеогеография и фациальные условия осадконакопления, коллекторские и флюидоупорные свойства пород, палеогидрогеологические и гидрогеохимические условия исследуемой территории [1, 3, 4].

В пределах Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления территориально и генетически приурочены к Куюмбинскому рифейскому рифту, где продуктивными являются рифейско-вендские отложения, представленные мадринской, юрубченской и куюмбинской толщами рифея, а также оскобинской свитой венда [1, 4, 5]. Всего на Байкинской антеклизе притоки углеводородов получены из семи рифейских толщ, преимущественно карбонатных. Продуктивность вендского комплекса в основном связана с отложениями ванаварской и оскобинской свит. В восточной части Байкинской антеклизы доказана нефтегазоносность вендских отложений на Придудском участке, где из рифейских отложений притоков получено не было. В результате бурения скважины Придудская 2 открыто Западно-Юдоконское месторождение [6].

Рифейские отложения юго-восточного склона Камовского свода представлены преимущественно известняками и доломитами. Для них характерна дислоцированность, наличие вертикальных разрывов, фациальные замещения по латерали и вторичные преобразования [4]. Тип коллектора в доломитах трещинно-каверновый. Проницаемость обеспечивается наличием субвертикальной трещиноватости. Формированию протяженных тектонических трещин способствует высокая плотность и преобразованность доломитов. Следует полагать, что подобного типа коллекторы наиболее развиты вдоль зон разуплотнения, формируемых областями растяжения по разломам. Подтверждение этому предположению заключается в результатах работ, выполненных по методике Сейсмической локации бокового обзора (СЛБО), а именно распределение трещиноватости, установленное по результатам СЛБО, показывает, что на участках, совпадающих с предполагаемыми выходами карбонатных отложений рифейского комплекса в предвендский эрозионный срез, отмечается ниже эрозионной поверхности рифея зон разуплотнения в плане и по интенсивности, близких друг к другу [7]. Это обстоятельство также является подтверждением прогноза о выходе карбонатных отложений на эрозионную поверхность и наличия зон разуплотнения, связанных с присутствием флюидонасыщенного коллектора.

На территории юго-восточного склона Камовского свода наблюдается региональное погружение в северном и южном направлении рифейских толщ и предвендской эрозионной поверхности от Деланинского сводового поднятия – Огоньского выступа. На довендской эрозионной поверхности по результатам интерпретации сейсморазведочных данных в сводах этих крупных структурных элементов прогнозируется распространение карбонатных отложений юрубченской, куюмбинской, юктенской, вингольдинской и ирэмээнской свит, приуроченных к приподнятым частям предвендских блоков рифейского комплекса и разделенных выходами терригенных по-

род долготинской, копчерской, рассолкинской и токурской свит. Наличие длительного предвендского перерыва в осадконакоплении и активные тектонические перестройки привели к размытию огромной части рифейского комплекса и способствовали выводу в эрозионный срез карбонатных пород, в которых следует ожидать развития коллекторов трещинного и каверново-трещинного типа.

В вендском комплексе основные перспективы для поиска нефти и газа на исследуемой территории связаны с терригенным ванаварским резервуаром (отложениями ванаварской свиты). Литофациальные исследования показали, что формирование отложений ванаварской свиты происходило в различных фациальных условиях, что, несомненно, отразилось на присутствии в разрезе пластов-коллекторов, флюидоупров, благоприятных геохимических условий среды осадконакопления.

Следует отметить, что для всех месторождений Байкитской антеклизы характерно очень сложное тектоническое строение, все залежи контролируются блоковыми системами. Уровень нефтегазопродуктивности обусловлен изменчивостью фильтрационно-емкостных свойств резервуара, определяемой в основном архитектурой разломной тектоники и зонами субвертикальной трещиноватости. Наиболее продуктивными из скважин, пробуренных на территории Камовского свода, оказались скважины, расположенные в пределах дезинтегрированных фрагментов рифоподобных карбонатных построек, представленных преимущественно строматолитовыми доломитами в различных рифейских комплексах [3, 4].

Таким образом, можно предположить, что выявленные структурные элементы могут контролировать залежи нефти и газа в ловушках комбинированного типа, сочетающих, кроме структурных, еще литологические, стратиграфические и тектонические признаки. Экранами для них должны служить перекрывающие глинистые отложения венда и рифейские глинистые и карбонатно-глинистые толщи, прослеженные на территории исследования.

В итоге перспективность рифейско-вендских терригенно-карбонатных толщ юго-восточного склона Камовского свода на обнаружение УВ не вызывает сомнений. Кроме того, на основании приведенных данных можно представить пути миграции и места концентрации углеводородных систем на юго-восточном склоне Камовского свода. Так, генерированные углеводороды, возможно, мигрировали из рифейских нефтематеринских толщ в подстилающие и перекрывающие их толщи, содержащие проницаемые пачки, слои. Далее, по этим пачкам и слоям углеводороды могли мигрировать вверх по восстанию к поверхности предвендского несогласия, основная часть мигрирующих углеводородов могла заполнять ловушки в рифейских коллекторских толщах, перекрытых вендскими отложениями.

- [1] Афанасенков А.П., Бухаров Н.Г., Мухаметзянов Р.Н. Новые данные о геологическом строении Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления и пути дальнейшего освоения ее нефтегазового потенциала // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2004. № 1. С. 34–35.
- [2] Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М.: РГГУ, 1999. 285 с.
- [3] Филиппов Ю.А. Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2011. № 4. С. 30–47.
- [4] Харахинов В.В., Шленкин С.И., Зеренинов В.А. Нефтегазоносность докембрийских толщ Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 1. С. 1–31.
- [5] Конторович А.А., Конторович А.Э., Кринин В.А. Юрубчено-Тохомская зона нефтегазонакопления – важный объект концентрации региональных и поисково-разведочных работ в верхнем протерозое Лено-Тунгусской нефтегазонасыщенной провинции // Геология и геофизика. 1998. № 11. С. 45–56.
- [6] Создание геолого-геофизической модели строения венд-рифейских отложений Придудского лицензионного участка на основе переобработки данных сейсморазведочных работ МОГТ-3D по технологии широко-азимутального анализа и комплексной интерпретации с целью выявления перспективных участков и объектов для постановки глубокого бурения. М.: ТФГИ СФО, 2017. 199 с.
- [7] Кутукова Н.М., Бирун Е.М., Малахов Р.А. и др. Концептуальная модель строения рифейского природного резервуара Юрубчено-Тохомского месторождения // Нефтяное хозяйство. 2012. № 11. С. 4–7.



## КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: ИНДИКАТОР ОРОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА СТАДИИ ЗАКРЫТИЯ ОБЬ-ЗАЙСАНСКОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

С.В. Хромых, П.Д. Котлер, Д.В. Семенова, А.С. Волосов, В.А. Пенкина, А.В. Куликова

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, serkhrom@mail.ru

Территория Восточного Казахстана представляет собой область позднепалеозойской складчатости, геологическая структура была сформирована в ходе аккреции и коллизии Сибирского и Казахстанского континентов при закрытии Обь-Зайсанского океанического бассейна. Реликты океанической коры сохранились в пределах Чарского офиолитового пояса и содержат три типа меланжа, в составе которого описаны ультрабазиты, эклогитоподобные породы и фрагменты типичных разрезов океанической коры – габброиды, базальты, глубоководные кремнистые осадки [1]. Возраст пород в Чарском меланже оценен как ордовикский [2]. Помимо этого, в структурах Чарской и Жарма-Саурской зон Восточного Казахстана достаточно широко проявлены вулканические и вулканогенно-осадочные породы преимущественно базальтового или базальт-андезитового состава, которые интерпретируются как фрагменты островных дуг, существовавших в пределах Обь-Зайсанского океанического бассейна вплоть до начала раннего карбона. Согласно данным геологического картирования масштаба 1:200000, большинство этих вулканических формаций имеют возраст от конца среднего девона (эйфель, ~390 млн лет назад) до начала раннего карбона (турне, 359–347 млн лет назад). Их формирование связывается с существованием Жарма-Саурской островной дуги, которая маркировала зону субдукции, согласно большинству исследователей погружавшуюся под Казахстанский континент. Визейские (347–331 млн лет) формации представлены преимущественно терригенными осадочными породами, которые интерпретируются как продукты размыва вулканических дуг. Начиная с серпуховского времени осадки представлены мелководными флишевыми формациями, что свидетельствует о существенном сокращении океанического бассейна и прекращении субдукции.

В этой связи особое внимание привлекают процессы магматизма, происходившие на окраине Казахстанского континента в раннем карбоне. Область сочленения каледонид Казахстана и герцинид Обь-Зайсанской складчатой области традиционно рассматривается как Жарминская (или Жарма-Саурская) окраинно-континентально-островодужная зона. В юго-западной части этой зоны преобладают структурно-вещественные комплексы Чингизской окраины Казахстанского континента, кора которой была сформирована в раннем палеозое. В Жарминской зоне отсутствуют серпуховские осадочные или вулканогенные отложения, это период надвигания Жарминской дуги на Чингизскую окраину и начала формирования орогенного сооружения. В сопряженной Чарской зоне в это время происходило накопление мелководных терригенных осадков (песчаников и алевролитов). Серпуховское время на территории можно рассматривать как раннеорогенную стадию развития складчатой системы. На этой стадии впервые был проявлен интрузивный магматизм, выразившийся в формировании габбро-диорит-гранитоидной саурской серии серпуховского возраста. Породы саурской серии образуют цепочку массивов, протягивающихся вдоль окраины Казахстанского континента.

Среди пород саурской серии ранее были выделены саурский габбро-диорит-плагиогранитный комплекс и бугазский тоналит-гранитный комплекс [3]. Первой фазой саурского комплекса являются оливинсодержащие габбро-нориты и троктолиты, развитые в районе горы Улькен-Лаба. Преобладающими же в объеме комплекса являются диориты (клинопироксен+амфибол+плагиоклаз±кварц), слагающие большинство массивов. Породы саурского комплекса соответствуют породам нормальной щелочности, с ростом кремнекислотности наблюдается уменьшение содержаний  $Al_2O_3$ , CaO,  $FeO^*$ ,  $TiO_2$ , для габброидов и диоритов характерна отрицательная корреляция содержаний  $MgO/CaO$  и отсутствие корреляций  $MgO/Al_2O_3$ , что может свидетельствовать о преимущественном фракционировании клинопироксена при эволюции базитовых магм. Габбро характеризуются почти плоскими спектрами распределения РЗЭ с содержаниями на

уровне десяти хондритовых норм (троктолиты наиболее деплетированы P3Э). На спайдер-диаграммах в габбро отчетливо заметны минимумы в содержаниях Th, Nb, Zr, выражен максимум по Sr. По концентрациям и соотношениям Ti, Zr, Nb, Th, Yb, Y габбро саурского комплекса близки к базальтам островных дуг, формирующимся при плавлении деплетированного источника из мантийного клина. Такая природа источника подтверждается также низкой щелочностью, относительно высоким содержанием кальция и глинозема. Полученные геохимические и изотопные данные свидетельствуют о том, что источник габбро и диоритов саурской серии имеет ювенильную природу и, вероятнее всего, представляет собой вещество деплетированной мантии. Сопоставление с результатами геохимического моделирования в Nb-Yb системе позволяет предполагать, что родоначальные базитовые магмы были образованы при частичном плавлении шпинелевых лерцолитов деплетированной мантии [4].

Породы бугазского комплекса слагают достаточное количество массивов, часто сопряженных с диоритовыми массивами саурского комплекса. Бугазские гранитоиды представлены биотит-амфиболовыми гранодиоритами, биотит-амфиболовыми гранитами, биотитовыми лейкогранитами. Характерной особенностью является выраженное преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и общая натриевая геохимическая специализация. Гранитоиды относятся к породам нормальной щелочности. Породы бугазского комплекса демонстрируют обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых (La/Yb<sub>N</sub> от 7.0 до 12,5), в мультиэлементных спектрах отчетливы максимумы в концентрациях Ba, K, Sr, слабое обогащение по Zr и Hf, минимумы в содержаниях Ta и Nb. Составы изученных гранитов бугазского комплекса на классификационных геодинамических диаграммах по содержаниям Yb, Ta, Rb, Y, Nb попадают в поля гранитов вулканических дуг. По концентрациям Ta, Th и Yb их составы отвечают активным континентальным окраинам. В целом, по вещественным характеристикам и минеральному составу гранитоиды бугазского комплекса отвечают гранитоидам I-типа, что подразумевает преобладание вулканогенно-осадочного субстрата в источнике гранитоидных магм [4].

Из диоритов саурского комплекса авторам удалось выделить магматические цирконы, возраст которых, по данным U-Pb изотопного датирования, составил 330±2 млн лет. Возраст гранитоидов бугазского комплекса оценен нами несколькими датировками магматических цирконов: Бугазский массив – амфибол-биотитовый гранит: 327±3 млн лет, биотитовый плагиогранит: 326±2 млн лет; массив Жаксы-Койтас – биотитовый лейкогранит: 328±2 млн лет; Кызылагашский массив – амфибол-биотитовый гранодиорит: 323±2 млн лет; Кольбулакский массив – биотитовый гранодиорит: 317±2 млн лет.

Обобщение петрологических и геохронологических данных свидетельствует, что в интервале 330–320 млн лет назад в области сочленения каледонид Чингиз-Тарбагатай и герцинид Обь-Зайсанской системы происходила значительная эндогенная активность, которая, вероятно, фиксирует начало орогенных процессов при закрытии Обь-Зайсанского океанического бассейна. Геохимические характеристики как габброидов, так и гранитоидов указывают на их субдукционную природу.

Вместе с тем важно подчеркнуть, что вулканические формации этого возраста на территории Восточного Казахстана практически отсутствуют, что не позволяет связать формирование интрузивов саурской серии с процессом субдукции. Существующие геодинамические представления позволяют использовать для объяснения этого магматизма модель отрыва субдуцируемой океанической плиты (модель отрыва слэба) [5]. В пользу этой модели свидетельствует линейный характер распространения интрузивов саурской серии, геохимические и геохронологические данные. На ранней стадии орогении под окраиной Казахстанского континента произошел отрыв фрагмента субдуцированной литосферы Обь-Зайсанского океанического бассейна. Это привело к активизации астеносферы, повышению температурного градиента в мантийном клине и его плавлению, были сформированы обводненные магмы базитового состава, которые затем дифференцировались до диоритовых. Под воздействием базитовых магм происходило и плавление вышерасположенных вулканогенно-осадочных субстратов, что привело к появлению гранитоидов бугазского комплекса.

Таким образом, можно заключить, что интрузивный магматизм серпуховского возраста является индикатором раннеорогенной стадии в Обь-Зайсанской складчатой системе.

Работа выполнена в рамках реализации госзадания ИГМ СО РАН (обобщение геологических и геохронологических данных) при поддержке РФФ, грант № 22-77-00061 (исследования геохимических особенностей гранитоидов).

- [1] Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 196–219.
- [2] Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимиров А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. 2008. № 4. С. 422–437.
- [3] Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
- [4] Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В. Геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования Саурской габбро-гранитоидной интрузивной серии (Восточный Казахстан) // Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 6–26.
- [5] Niu Y. Slab breakoff: a casual mechanism or pure convenience? // Science Bulletin. 2017. V. 62. P. 456–461.



## АНИЗОТРОПИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ (AMS) НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ТИМАНА – ПРИМЕР «ПРОМЕЖУТОЧНОГО» ТИПА AMS

А.В. Шацлло<sup>1</sup>, И.В. Латышева<sup>2</sup>, А.В. Колесников<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

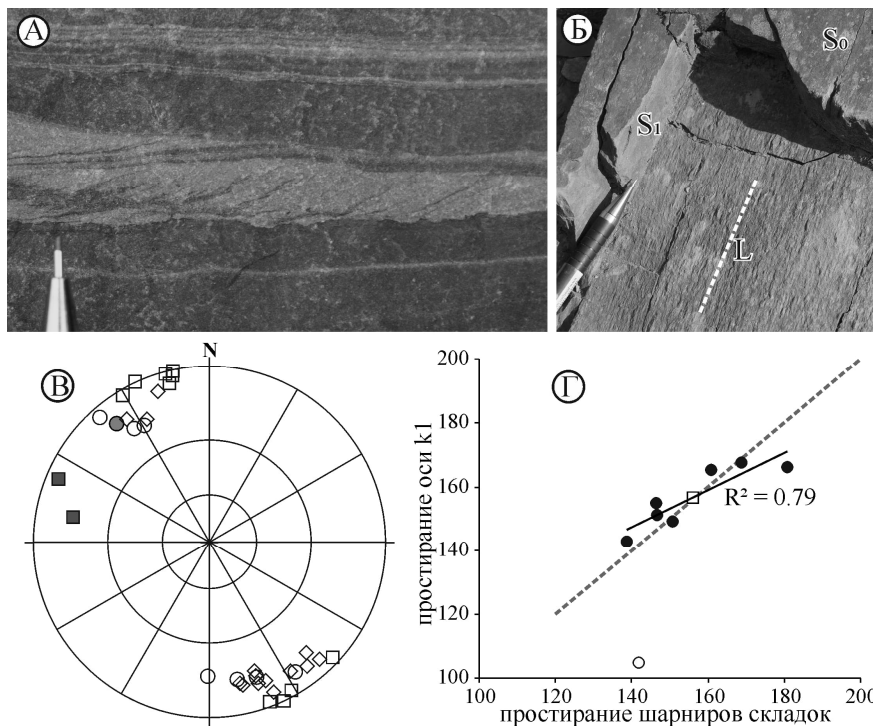
<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

Анизотропия магнитной восприимчивости (AMS) – характеристика горной породы, определяющая статистическое расположение магнитных минералов и позволяющая выявить текстурные особенности породы. AMS оценивается путем сравнения величин магнитной восприимчивости в трех взаимно перпендикулярных направлениях, характеризующих эллипсоид магнитной восприимчивости. Данные по AMS имеют широкое применение в геологии как «простая» альтернатива или дополнение к оптическим и полевым текстурно-структурным исследованиям и, в частности, используются для восстановления деформационной истории пород. В настоящем сообщении приводится пример «промежуточного» типа AMS [1 и ссылки в этой работе], связанного с наложением ранних деформационных текстур на седиментационные, проявленного в терригенных неопротерозойских отложениях Среднего Тимана.

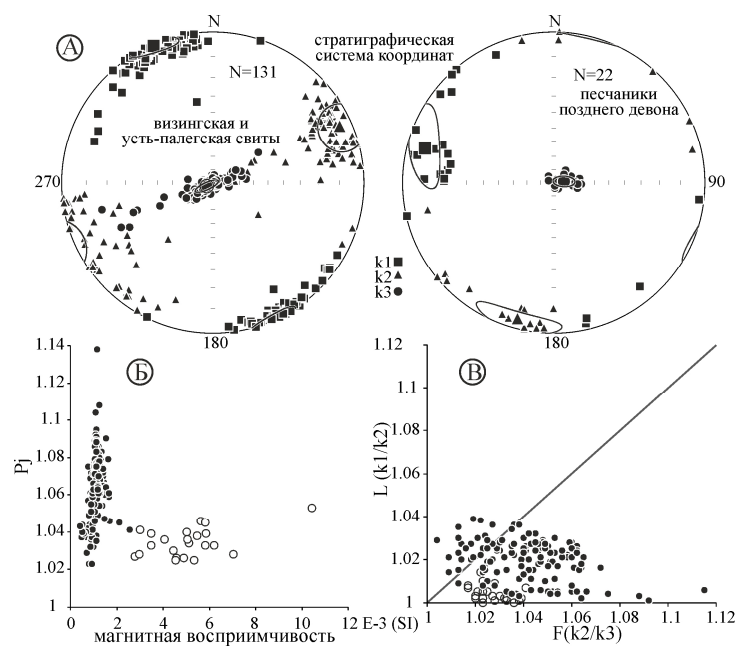
Летом 2023 г. авторы совершили сплавной маршрут по рекам Четлас и Мезенская Пижма, секущим структуру Среднего Тимана (поднятие Четласский Камень). Задачей экспедиции было рекогносцировочное палеомагнитное опробование с сопутствующими структурными наблюдениями и поиск фаунистических остатков в отложениях визингской и усть-палегской свит. Ориентированные образцы были отобраны в девяти удаленных береговых обнажениях, представляющих фрагменты крупных складок. Породы представлены алевролитами, часто тонкослоистыми, с прослоями и пачками песчаников и аргиллитов от серого цвета до черного. В породах хорошо сохранены осадочные текстуры – тонкая параллельная и косая слоистость (рис. 1, А), оползневые складки и т.д. Деформационные текстуры в масштабе обнажения выражены мелкими складками второго порядка, линейностью (пересечение слоистости и сланцеватости, рис. 1, Б) и карандашной отдельностью, проявленными на отдельных участках.

Лабораторные исследования пилотной части коллекции показали, что породы слабомагнитные (рис. 2, Б) и не несут интерпретируемого палеомагнитного сигнала, при этом все опробованные образцы характеризуются очень четко выраженной AMS, связанной, вероятно, с парамагнитной составляющей пород [1]. Величина общей анизотропии ( $P_j$ ) изменяется от ~2 до 10 % и в среднем по коллекции составляет ~6 %, плоскостная анизотропия ( $F$ ) преобладает над линейной ( $L$ ) (рис. 2, Б, В). Максимальные оси анизотропии  $k_1$  субгоризонтальны и локализованы в северо-западных и юго-восточных румбах, минимальные оси  $k_3$  субвертикальны и растянуты вдоль плоскости, перпендикулярной среднему направлению  $k_1$  (рис. 2, А). Отмеченные особенности магнитной текстуры, отличной от текстур недеформированных тонкотерригенных пород (обладающих выраженной плоскостной анизотропией и квазихаотичным распределением осей  $k_1$  вдоль слоистости), могут быть обусловлены постседиментационными складчатыми процессами. Наблюдаемое распределение осей AMS типично для начальных степеней деформаций осадочных пород (до образования кливажа) в условиях горизонтального сжатия, нормального к оси  $k_1$  [1, 2]. Анализ структурных элементов (простириание шарниров складок, линейности, карандашной отдельности) изученных участков показывает, что они характеризуются северо-западной и юго-восточной ориентировкой, наследуя общее простириание структур Тиманского кряжа, и находятся в согласовании с осями  $k_1$  (см. рис. 1, В, Г), что является аргументом в пользу предложенной интерпретации магнитной текстуры. Аналогичное простириание имеет и шарнир складки в породах девона (нижнее течение р. Четлас), при этом распределение осей AMS (см. рис. 1, В, Г, рис. 2, А) здесь отлично от неопротерозойского примера и связано, возможно, с гидродинамикой среды седиментации этих пестроцветных континентальных толщ (западно-северо-западное направление течений). Следует отметить, что, помимо фациальных отличий и, в частности, более грубого гранулометрического состава, отличий по петромагнитным характеристикам (рис. 2),





**Рис. 1.** *A* – седиментационные текстуры в породах визингской свиты; *Б* – деформационные текстуры в породах усть-палегской свиты ( $S_0$  – слоистость,  $S_1$  – сланцеватость,  $L$  – линейность); *В* – сравнение структурных элементов и максимальных осей AMS (проекция на верхнюю полусферу; кружки – шарниры складок, рассчитанные геометрически в масштабах обнажен(ия)ий по элементам залегания толщ; ромбы – единичные полевые замеры линейности, карандашной отдельности, шарниров мелких складок; кружки – средние направления осей  $k_1$  для каждого обнажения; залитые значки – визингская и усть-палегская свиты, незалитые – песчаники девона); *Г* – сравнение простираний шарниров складок, рассчитанных графически и осей  $k_3$  AMS для обнажений (залитые кружки – визингская и усть-палегская свиты, незалитые – песчаники девона; квадратик – среднее по всем обнажениям визингской и усть-палегской свит; черная линия – линейный тренд, аппроксимирующий значения по обнажениям визингской и усть-палегской свит и соответствующий коэффициент детерминации  $R^2$ ; пунктир – линия «равных простираний»).



**Рис. 2.** *A* – распределение главных осей анизотропии магнитной восприимчивости в изученных породах Среднего Тимана ( $k_1$  – максимальная,  $k_2$  – промежуточная,  $k_3$  – минимальная ось); *Б* – зависимость общей анизотропии « $P_j$ » и величины магнитной восприимчивости; *В* – диаграмма Флинна, характеризующая форму анизотропии (на *Б* и *В* залитые значки – визингская и усть-палегская свиты, незалитые – песчаники девона), прочие пояснения в тексте.

породы девона визуально менее тектонизированны и слабее литифицированы, нежели неопротерозойские, кроме этого отмечается их меньшая плотность ( $\sim 2.2 \text{ г/см}^3$ , против  $\sim 2.5 \text{ г/см}^3$  для пород визингской и усть-палегской свит).

Таким образом, магнитная текстура пород визингской и усть-палегской свит является примером постседиментационного «промежуточного» типа AMS [1], связываемого с трансформацией осадочных плоскостных текстур в линейные деформационные. Формирование магнитной текстуры изученных пород было обусловлено тангенциальным сжатием в направлении северо-восток–юго-запад, определившим северо-западную и юго-восточную ориентировку складчатых структур Тиманского кряжа. Вероятно, совпадение простираний складок, развитых в неопротерозойских и девонских породах, указывает на близкие поля напряжений при тиманском орогенезе и (или) более поздних фанерозойских деформациях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 21-77-10106). Лабораторная обработка коллекции выполнялась в ЦКП ИФЗ РАН «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм».

- [1] *Parés J.M.* Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks // *Frontiers in Earth Science*. 2015. V. 3. P. 4.
- [2] *Soto R., Casas-Sainz A.M., Oliva-Urcia B., Román-Berdiel T.* A short guide for the study of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) in deformed rocks // *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 2022. V. 35. P. 56–70.



## ГОЛОУСТНЕНСКАЯ СВИТА: СТРАСТИ ПО КОНТАКТУ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ)

А.В. Шацилло<sup>1</sup>, И.В. Латышева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

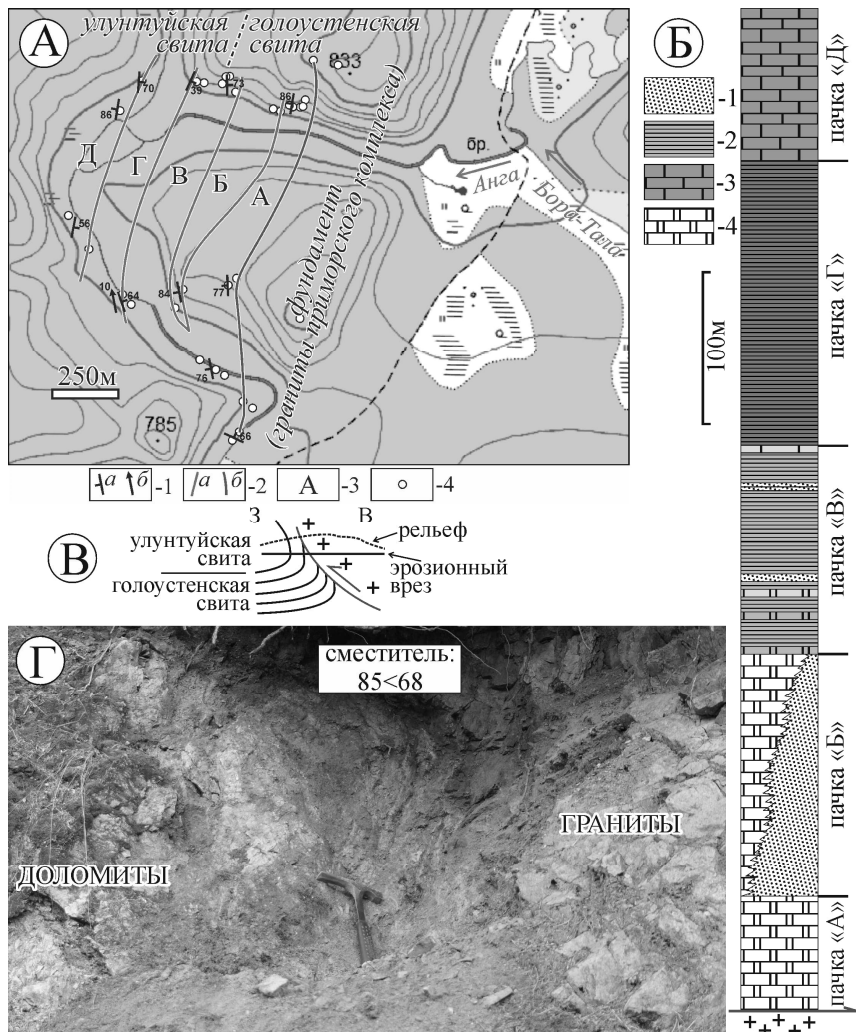
Голоустненская свита – нижний элемент байкальской серии – мощной (первые километры) терригенно-карбонатной неопротерозойской толщи, широко развитой в пределах Западного Прибайкалья и представляющей здесь основание платформенного чехла. Диамиктиты, локально развитые в основании голоустненской свиты [1], и перекрывающая их доломитовая пачка, имеющая более широкое распространение, по структурно-текстурным и изотопно-геохимическим особенностям являются «парой» тиллит – венчающий карбонат, характерной для отложений, представляющих неопротерозойские оледенения. На протяжении последнего десятилетия авторами предпринимались многочисленные попытки изучения нижних уровней голоустненской свиты, направленные на решение палеогеографических, палеоклиматических, палеомагнитных и хеостратиграфических задач. Накопленные к настоящему времени данные дают основания для корреляции ледниковых отложений голоустненской свиты с глобальным оледенением Марино, завершающим криогений, т.е. нижние уровни голоустненской свиты должны представлять важнейший хроностратиграфический рубеж неопротерозоя – границу криогения и эдиакария, что придает их изучению особую значимость.

Общий разрез голоустненской свиты весьма эфемерен в связи с фрагментарной обнаженностью, интенсивно развитой складчато-надвиговой тектоникой и фациальной изменчивостью. Для разрезов южной части Западного Прибайкалья можно предположить, в общем виде, следующую «полную» последовательность: (1) тиллиты, (2) венчающие карбонаты (доломиты), (3) сланцево-известняковая толща, (4) толща чередования песчаников, сланцев, доломитов и реже – известняков. Первые три единицы представляют собой ледниковые и постгляциальную трансгрессию, судя по авторским неопубликованным хеостратиграфическим данным, единицы 2 и 3 соответствуют раннеэдиакарскому негативному экскурсу  $\delta^{13}\text{C}$  «EN1», т.е. FES (first Ediacaran stage) [5], попадающему в возрастной диапазон ~635–632 млн лет. Четвертая единица (соответствующая средней и верхней подсвитам голоустненской свиты, в понимании ГК-200) в пределах Западного Прибайкалья сильно фациально изменчива. Вероятно, процесс седиментации контролировался локальными тектоническими факторами в прибрежно-морских условиях (дельта, шельф, лагуна).

Как отмечалось, ледниковые отложения в основании голоустненской свиты развиты локально, в ряде участков доломитовая пачка (2) с явным контактом трансгрессивно налегает на комплексы фундамента [2, 3 и др.]<sup>1</sup>. Вероятно, при геологическом картировании именно этот факт предопределил ассоциирование каких-либо доломитов или терригенно-карбонатных толщ, залегающих с неясным контактом на комплексах фундамента, с основанием голоустненской свиты. Наблюдения на нескольких участках Прибайкалья говорят об ошибочности такого подхода. В настоящем сообщении следует остановиться на примере разреза голоустненской свиты, вскрытого в среднем течении р. Анга ~10 км севернее деревни Куреть.

Река Анга в среднем течении имеет ярко выраженную троговую долину, конформную общему простиранию структур Прибайкалья, заложенную, вероятно, по крупному разрывному нарушению. На этом участке долина Анги разделяет выходы байкальской серии и раннедокембрийского фундамента [4], представленного гранитами приморского комплекса, а выше устья руч. Бора-Тала (рисунок, А) – приморские граниты, различающиеся по составу. У устья руч. Бора-Тала долину Анги осложняет субширотное поднятие, связанное, вероятно, с новейшей тектоникой – здесь, на фоне окружающего «спокойного» горно-таежного ландшафта река образует петлю-каньон, секущую вкрест простирания толщи байкальской серии и фундамент.

<sup>1</sup> В северной части Западного Прибайкалья голоустненская свита претерпевает существенные фациальные изменения, сокращается в мощности и сложена преимущественно силикокластическими породами.



### Геологическое строение участка «ангинская петля».

*A* – геологическая схема: 1 – (а) – элементы залегания толщ, для падений в восточных румбах предполагается запрокинутое залегание, (б) – линейность по пересечению слоистости и сланцеватости; 2 – (а) – геологические границы, (б) – разрывные нарушения; 3 – литологические пачки; 4 – точки наблюдения; *B* – стратиграфическая колонка: 1 – кварцевые песчаники; 2 – сланцы; 3 – известняки, реже известковистые доломиты; 4 – доломиты, реже известковистые доломиты; *B* – схематический разрез; *Г* – зона контакта доломитов голоустненской свиты и комплексов фундамента.

Несмотря на фрагментарную обнаженность изученного участка, стратиграфическая последовательность в общих чертах ясна, анализ структурных данных показывает, что разрез представляет собой фрагмент крыла складки с субгоризонтальным шарниром субмеридионального простирания. Нарастивание разреза в западном направлении подтверждается эрозионными контактами в кровле косых серий. Все породы разреза в той или иной степени тектонизированы, по мере приближения к контакту с комплексами фундамента отмечается все большее их брекчирование. Нижняя часть разреза (рисунок, *A*, *B*, пачка «*A*») во всех точках наблюдения представлена светло-серыми доломитами. По текстурным особенностям доломиты преимущественно массивно-слоистые, однако присутствуют строматолитовые и ламинарно-слоистые разности, последние имеют некоторый конформизм с «элементами», типичными для единицы (2) (см. выше). Выше по разрезу залегают кварцевые песчаники, преимущественно мелкосреднезернистые (рисунок, *A*, *B*, пачка «*B*»), связанные с доломитами постепенным переходом, выраженным в «запесочивании» доломитов. В южном направлении пачка песчаников сокращается в мощности и, возможно, выклинивается, фациально замещаясь доломитами. Вышележащая пачка «*B*» представлена чередованием серых сланцев, включающих редкие прослои песчаников, алевролитов, тонкослоистых глинистых доломитов и (в верхней части) темно-серых, в том числе обломочных, известняков. Контакт между пачками «*B*» и «*B*» не обнажен. Пачка «*Г*» представлена темно-серыми/черными сланцами, нижний контакт этой пачки вскрыт в средней части «ангинской петли»

и демонстрирует постепенный переход (через переслаивание) от карбонатного осадконакопления к силикокластическому, верхний контакт пачки не обнажен. Пачка «Д», завершающая разрез «ангинской петли», представлена массивно-слоистыми известняками от темно-серого цвета до черного. В соответствии с [4], пачки «А» и «Б» относятся к голоустненской свите, «В» – «Д» к улунтугуйской. Исходя из общей литологической характеристики разреза, можно предположить, что изученная толща представляет эпизод регрессии или перекомпенсации бассейна (пачка «Б») и последующую трансгрессию (пачки «В-Д»), отсутствие в основании разреза трансгрессивных фаций может указывать на то, что разрез «оборван» снизу.

Контакт описанной последовательности с породами фундамента вскрыт в цоколе надпойменной террасы на южном выходе «ангинской петли». На этом участке видно (рисунок, Г), что граниты приморского комплекса «налегают» на доломиты пачки «А». Граниты разбиты системами трещин и сильно изменены (отсутствие кристаллической структуры), доломиты на 3–5 м мощности от контакта интенсивно брекчированы, контактовая зона представлена пестроцветным глинистым материалом мощностью 10–20 см. Элементы залегания доломитовой толщи на удалении ~20 м от контакта (35<66) существенно отличны от падения самого контакта (рисунок, А, Г).

Таким образом, наблюдения на участке среднего течения р. Анга свидетельствуют о тектоническом характере контакта голоустненской свиты и фундамента. В общем виде структура участка представляется как фрагмент синклинальной складки в лежащем крыле взбросонадвиги (рисунок, В). Вопросы о мощности и литологическом составе основания голоустненской свиты в данном районе остаются открытыми.

Исследования соответствуют темам госзаданий ИФЗ РАН и ГИН РАН.

- [1] Шаццлло А.В., Латьшева И.В., Колесникова А.А. Тиллиты основания байкальской серии – новое местонахождение и предварительные хемотратиграфические и палеомагнитные данные по карбонатным постгляциальным толщам (Прибайкалье, разрез Риты) // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 2. С. 346–351.
- [2] Тетяев М.М. К геологии Западного Прибайкалья // Материалы по общей и прикладной геологии. М.: Геолкомитет, 1916, вып. 2, 56 с.
- [3] Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А., Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история // Доклады РАН. 2001. Т. 378. № 3. С. 370–374.
- [4] Геологическая карта СССР. Серия Прибайкальская. Масштаб 1:200000 Лист N-48-XXIX: Объяснительная записка. М.: Недра, 1964.
- [5] Xiao S. et al. Towards an Ediacaran time scale: problems, protocols, and prospects // Episodes Journal of International Geoscience. 2016. V. 39. №. 4. P. 540–555.



## ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СИСТИГХЕМСКОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА)

С.И. Школьник<sup>1</sup>, Е.Ф. Летникова<sup>2</sup>, А.В. Иванов<sup>2</sup>, А.И. Прошенкин<sup>2</sup>, К.К. Колесов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sink@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Хемчикско-Систигхемский терреин является частью крупной венд-кембрийской Кузнецко-Тувинской [1 и др.], или Таннуольско-Хамсаринской [2 и др.], островодужной системы и разделяется на собственно Хемчикскую и Систигхемскую зоны (или субтеррейны). Считается, что среднепозднекембрийские вулканогенно-осадочные отложения Хемчикско-Систигхемского террейна формировались в преддуговых обстановках [1]. К низам комплекса в Систигхемской зоне были отнесены вулканогенные породы и горизонты олистостром с блоками карбонатных пород (эжимская свита), верхняя часть рассматривалась как морская моласса с несколькими пачками конгломератов в разрезе (баянкольская свита), образование которой связывалось с коллизионными процессами [1]. По полученным в последние годы данным о возрасте и условиях формирования конгломератовой толщи баянкольской свиты [3] установлены как минимум два источника обломочного материала – ранневендский (~590 млн лет) и позднерифейский (~630 млн лет), а возраст молодой популяции цирконов из туфа вулканогенной пачки в верхней части свиты отвечает 530 млн лет. Время формирования эжимской и терекской свит установлено только на основе фаунистических находок (археоциаты и водоросли) [4], которые представлены долгоживущими формами, поэтому соотношение всех трех свит в разрезе достаточно необоснованно.

В составе эжимской свиты значительную роль играют различные по составу зеленокаменные сланцы, которым подчинены покровы диабазовых и пироксеновых порфиритов, а также туфы и туфоконгломераты. Породы свиты метаморфизованы и сильно рассланцованы. Толща представлена серией чешуй, разобщенных разломами и зонами дробления. Для терекской, считающейся более молодой, толщи характерно присутствие чередующихся в разрезе базальтовых и авгитовых порфиритов с подчиненными пачками туффов, туффитов и известняков [4].

Выходы вулканогенно-осадочных пород терекской и эжимской свит исследовались авторами в бассейнах рек Эжим, Арзак (хр. Уюкский) и Баян-Кол. Среди метаморфических пород свит на диагностических петрохимических диаграммах выделяются ортопороды основного и среднего состава (от базальтового до андезитового). Ортопороды терекской свиты представлены эффузивами основного состава (обнаруживаются реликты первичных дометаморфических структур – спилитовой и офировой) с варьирующимися в узких пределах содержаниями (мас. %)  $\text{SiO}_2$  (44–50),  $\text{TiO}_2$  (0.9–1.8) и  $\text{MgO}$  (6.4–9.9). Для эжимской типично присутствие в большей мере пирокластических пород – туффов, в том числе известковистых, и туффитов (57–66, 0.5–1.2 и 2.3–8.8) соответственно. С падением содержания  $\text{MgO}$  от вулканитов к туфам и туфогенным породам возрастают содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ , а также  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , а концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  уменьшаются. Эффузивы характеризуются наличием отрицательных аномалий по Nb, P и Ti и положительных – по Pb и Sr. Наличие подобных аномалий может быть следствием контаминации расплавов материалом континентальной коры, либо участия в процессе магмогенерации субдукционной компоненты.

Определение возраста терекской и эжимской свит проводилось методом LA-ICP-MS по цирконам, отобранном из туффов. Цирконы из туффов эжимской свиты (TV-337 и TV-340), судя по однотипным морфологии и цвету, относятся к одной генерации. Для них характерна осциляционная зональность, типичная для цирконов магматической генерации. По цирконам из пробы TV-340 получено 52 значения изотопного состава, образующих на диаграмме конкордантный кластер с возрастом  $510 \pm 2.5$  млн лет. В туфе TV-337 основная масса цирконов принадлежит одной генерации, аналогичной по облику и строению цирконам из туфа TV-340. Средневзвешенный возраст, полученный по самой молодой выборке значений (8 зерен), составляет

512±11 млн лет. Кроме них в выборке присутствовали цирконы другого типа: возрастной диапазон цирконов 1-го кластера находится в интервале 528–540 млн лет, а второго – 550–620 млн лет. Для многих таких зерен характерно сложное строение, указывающее на гетерогенный генезис. Единичные зерна цирконов (10) не образуют значимых пиков и находятся в интервале от 0.9 до 2.8 млрд лет. Из туфа терекской свиты получено 99 конкордантных значений возраста цирконов. Возраст 62 зерен цирконов основного кластера находится в интервале 510–550 млн лет с пиком на 520 млн лет, возраст цирконов другого кластера отвечает интервалу 570–635 млн лет.

Sm-Nd изотопный состав вулканогенных пород терекской и эжимской свит достаточно близок. В вулканитах эжимской свиты значение  $\epsilon_{Nd}(500)=+3.9\dots-0.45$  и  $\epsilon_{Nd}(500)=+4.5\dots-0.23$  в породах терекской свиты.

Фактически для обеих свит типичны близкие ассоциации пород, но в разных количественных соотношениях, сформированные, вероятнее всего, в островодужных условиях. Если терекская свита представлена преимущественно вулканитами и туфами основного состава, то в эжимской значительным распространением пользуются туфы и вулканиты среднего состава. Представляется, что терекская и эжимская свиты, являясь единой толщей с фациальной изменчивостью и неоднородностью по простиранию, в процессе складчатости и иных тектонических процессов были разделены на разобщенные фрагменты, деформированные и смещенные относительно друг друга горизонтальными движениями. Последующая эволюция связана с объединением этих тектонических пластин и с их метаморфическим преобразованием.

Работа выполнена при поддержке РФФ, проект № 22-77-1069.

- [1] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63–81.
- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- [3] Бродникова Е.А., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н. Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород баянкольской свиты Систигхемского прогиба Тувы // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 6. С. 783–800.
- [4] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-IV. М., 1963.



## ПЕТРОГЕНЕЗИС МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГРАНИТОИДАХ САРХОЙСКОГО КОМПЛЕКСА КААХЕМСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

В.А. Яковлев<sup>1,2</sup>, Е.Д. Зюков<sup>1,2</sup>, И.В. Кармышева<sup>1,2</sup>, С.Н. Руднев<sup>1</sup>, Д.В. Семенова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, iri@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Формирование геологических структур Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) происходило в течение длительного периода времени в различных геодинамических обстановках: островодужной (560–520 млн лет), аккреционно-коллизийной (512–474 млн лет), постколлизийной (450–445 млн лет) и внутриплитной (~300 млн лет) [1–3]. В его строении наибольший объем занимают интрузивные породы кислого состава – таннуольский и «сархойский» комплексы, становление которых произошло на аккреционно-коллизийном и постколлизийном этапах развития региона. Габброидные ассоциации занимают не более 20 % площади, однако играют значительную роль в расшифровке эволюции магматизма региона. Предшествующими исследованиями установлено, что каждый эпизод гранитообразования предварялся внедрением базитовых расплавов [3, 4].

Интрузивные образования «сархойского» гранитоидного комплекса широко распространены (~15 000 км<sup>2</sup>) в пределах Каахемского магматического ареала. По составу породы данного комплекса относятся к двуполевошпатовым гранитоидам известково-щелочной серии с повышенной калиевокостью. Рассматриваемые гранитоиды сложены гипидиоморфными Pl (30–35 %), Kfs (15–30 %), Amp (5 %), ксеноморфным Qz (25–30 %) и Bt (5 %), представляющим собой отдельные зерна либо псевдоморфозы по амфиболу [2]. Амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой (#Mg=0.5–0.6), Bt характеризуется #Fe=0.48–0.52. Плагиоклаз представлен зональными зернами, центральные части соответствуют An<sub>34-77</sub>, краевые – An<sub>29-34</sub>. Возраст комплекса оценивается в 450–453 млн лет [4–6]. Результаты изотопных исследований показали величины  $\epsilon_{Nd}(T)=+0.5\dots+1.7$ , что позволяет говорить о формировании расплавов из древних коровых источников с подчиненным участием метабазитовых субстратов [2].

Характерной особенностью гранитоидов «сархойского» комплекса является наличие в них мафических включений – остроугольных, округлых и эллипсоидных тел размером до 20–30 см. В пределах комплекса включения расположены неравномерно, образуя скопления протяженностью до 0.1 км на расстоянии 0.3–0.5 км друг от друга, чередуясь с участками без включений. По минералого-петрографическому составу включения отвечают умеренно-калиевым диоритам известково-щелочного ряда (SiO<sub>2</sub> – 49.8–57.9 мас. %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – 4.6–7.0 мас. %, K<sub>2</sub>O – 0.9–2.2 мас. %). Спектры распределения РЗЭ отрицательные ((La/Yb)<sub>n</sub> – 4.9–10.3), присутствует четко проявленная отрицательная Eu-аномалия ((Eu/Eu\*)<sub>n</sub> – 0.6–0.8). На спайдер-диаграммах отмечаются незначительные минимумы по Nb, Ta, Hf, Zr и Ti. Полученное значение  $\epsilon_{Nd}(T)$  для включений составляет +3.2.

Контакты включений с вмещающими породами четкие, без переходных зон, срезающих контактов и зон закалки. В эндоконтактовой зоне со стороны включений наблюдаются пойкилитовые структуры (хадакриты – мелкозернистые агрегаты роговой обманки и биотита, ойкокриты – кварц/КПШ). Структура диоритов порфириовидная, с зональными вкрапленниками крупного плагиоклаза. Центральные и краевые части крупных вкрапленников (An<sub>30-40</sub> и An<sub>29-41</sub> соответственно) идентичны по составу плагиоклазам мелкозернистой основной массы (An<sub>30-41</sub>). Таким образом, состав плагиоклазов включений не зависит от позиции минерала и идентичен краевым частям плагиоклазов вмещающих гранитоидов.

Возраст включений по данным U-Pb изотопных исследований циркона из диоритов составляет 480±3 млн лет [7]. Агрегаты циркона из монофракции характеризуются округленными ребрами и в целом имеют сглаженную форму. Значение  $\epsilon_{Nd}(T)$  говорит об отсутствии генетической связи между включениями и вмещающими гранитами. В период около 450 млн лет консолидированные диориты были захвачены в ходе становления гранитоидов «сархойского» комплекса.



Температурное воздействие на ксенолиты гранитоидной магмы обусловило растворение краев кристаллов циркона и формирование их сглаженного габитуса, образование пойкилитовых структур в кварце краевых частей включений и перекристаллизацию плагиоклаза.

Изотопный состав включений и вмещающих пород не позволяет рассматривать мафические породы включений в качестве протолита для гранитоидов «сархойского» комплекса. В пределах Каахемского ареала значения возрастов, аналогичные диоритам включений, фиксируются для кварцевых диоритов из диорит-тоналит-плагиогранитных ассоциаций раннетаннуольского комплекса (480 млн лет) и габброидов мажалькского перидотит-пироксенит-габбро-норитового комплекса (484–478 млн лет) [2]. Вещественный и изотопный состав пород мажалькского комплекса ( $\epsilon_{Nd}(T)=+4.8\dots+5.7$ ) [8, 9] существенно отличается от диоритовых включений, что не позволяет рассматривать габброиды мажалькского комплекса в качестве материала для ксенолитов. В то же время  $\epsilon_{Nd}(T)$  для кварцевых диоритов раннетаннуольского комплекса составляет +4.1 [2], что в пределах аналитической ошибки является сопоставимым с диоритами включений ( $\epsilon_{Nd}(T)=+3.2$ ). Таким образом, наиболее вероятным источником ксенолитов в гранитоидах «сархойского» комплекса являются диориты раннетаннуольского комплекса.

Исследование выполнено по госзаданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0).

- [1] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возрасты, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 1. С. 30–42.
- [2] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.
- [3] Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 50–60.
- [4] Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.
- [5] Руднев С.Н., Кармышева И.В., Семенова Д.В., Яковлев В.А., Сугоракова А.М. 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.
- [6] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Яковлева С.З. Возраст постколлизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Доклады РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 514–517.
- [7] Кармышева И.В., Сугоракова А.М., Семенова Д.В., Яковлев В.А. Состав и возраст мафических включений в гранитоидах сархойского комплекса Каахемского батолита (Восточная Тува) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы V Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 2021. С. 108–111.
- [8] Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Раннеордовикский возраст мажалькского комплекса Восточной Тувы: U-Pb метод по циркону // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы совещания. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 450–452.
- [9] Сугоракова А.М. Новые геохронологические и изотопные данные к вопросу о возрасте ассоциаций Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Региональная экономика: технологии, экономика, экология и инфраструктура: Материалы международной научно-практической конференции посвященной 20-летию ТувИКОПР СО РАН. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2015. С. 166–168.



## РАННЕМЕЗОЗОЙСКАЯ БИМОДАЛЬНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ХЭНТЕЙСКОГО СЕКТОРА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

**В.В. Ярмолук, А.М. Козловский**

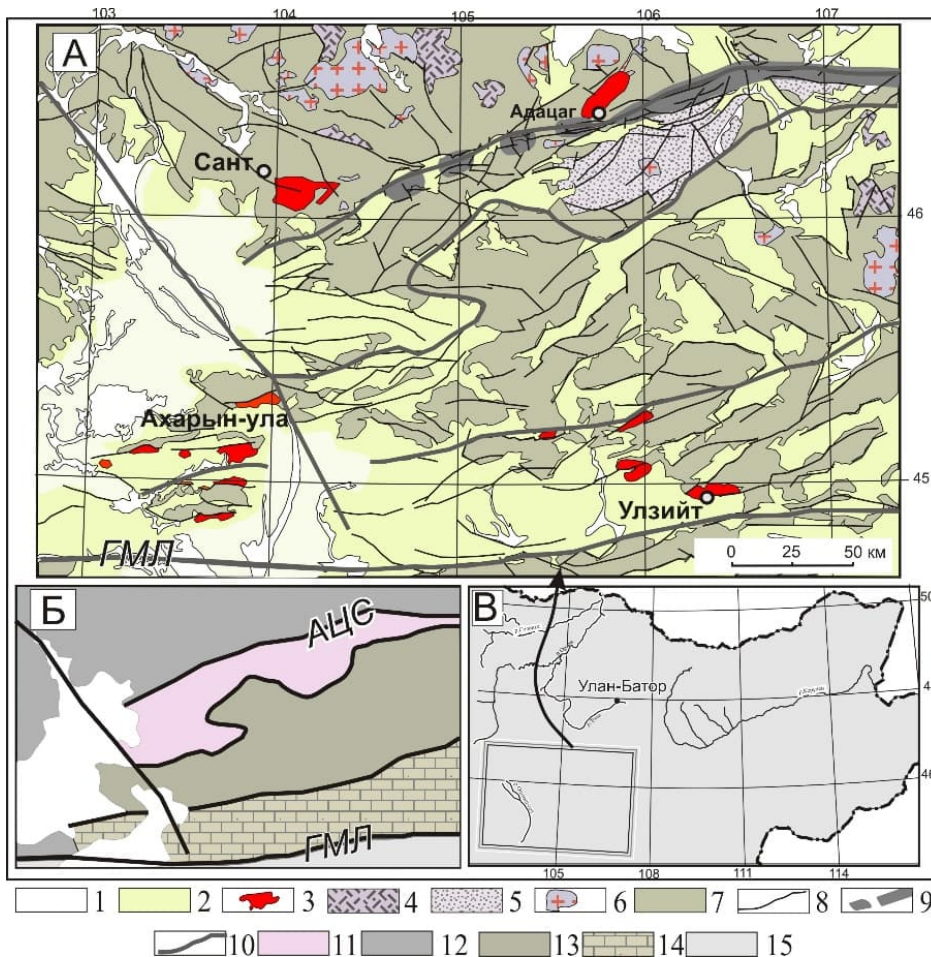
Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
yarm@igem.ru

В Центральной Монголии широко распространены бимодальные базальт-трахит-пантеллеритовые ассоциации с участием щелочных гранитов. Их выходы связаны с небольшими субширотными грабенами, рассредоточенными по южному и западному обрамлению хэнтэйской части Монголо-Охотского складчатого пояса. В строении ассоциаций участвуют щелочно-салические породы (трахиты, щелочные трахидациты, щелочные риолиты), представляющие реликты отдельных вулканов, а также основные породы, связанные с трещинными излияниями. Распределение вулканических полей контролируется разломами северо-восточного простирания (рисунок), согласующимися со структурным планом складчатой области. Поля этих пород отмечаются как в зоне развития структур, относимых к Хэнтэйскому прогибу и расположенных к северу от Адацагской сутуры, так и к югу от него в поле развития пород Среднеобийского блока. Согласно геохронологическим исследованиям формирование бимодальных ассоциаций произошло в конце триаса – начале юры (215–195 млн лет).

Породы бимодальных ассоциаций обладают повышенной щелочностью и редкометаллностью. Их формирование происходило при ведущей роли процессов фракционирования, обеспечивших накопление редких элементов до рудных концентраций в наиболее дифференцированных расплавах. Исходными для пород этих ассоциаций служили базитовые магмы, обогащенные относительно ОИВ большинством несовместимых элементов. При этом они обладали повышенными содержаниями Ва и пониженными Та и Nb, указывающими на участие в их образовании литосферного компонента. Изотопный состав Nd и Sr в породах отвечает участию в магмообразовании по меньшей мере двух источников, которые в соответствии с геохимическими данными определяются как обогащенная мантия мантийного плюма и литосферная мантия. Плюмовая составляющая по составу была близка к источнику ОИВ, литосферный компонент отвечал литосферной мантии, метасоматизированной в ходе субдукционных процессов со стороны Монголо-Охотского океана.

Бимодальный магматизм проявился в Хэнтэйском секторе Монголо-Охотского складчатого пояса спустя ~30 млн лет после завершения в регионе коллизионных процессов, зафиксированных временем (>250 млн лет) закрытия Ада-Цагской ветви Монголо-Охотского океана. Рифтогенез, контролировавший этот магматизм, охватил различные участки хэнтэйской части Монголо-Охотского орогенного пояса. Он связывается с коллапсом орогена, сопровождавшимся, по-видимому, деламинацией его кия, что обеспечило участие астеносферной мантии в поздне триасовом – раннеюрском магматизме региона.

Полученные данные соответствуют модели клавишного закрытия Монголо-Охотского океана и независимого развития его отдельных сегментов. Разрыв во времени между их закрытием составлял десятки миллионов лет: Хангайский сегмент закрылся к 300 млн лет, Хэнтэйский – к 250 млн лет, Агинский – к 180 млн лет. Такие временные интервалы между образованием отдельных участков Монголо-Охотского пояса, очевидно, указывают на независимую природу террейнов, определявших его южную границу, и разное время их аккретирования к южному краю Сибирского континента, фиксируемому Монголо-Охотской сутурой. Постколлизионные этапы развития соответствующих сегментов складчатого пояса также были разновременными, а происходившие в их пределах процессы протекали независимо от механизмов, контролировавших закрытие Монголо-Охотского океана. В частности, поздне триасовый редкометалльный щелочной магматизм свойствен только Хэнтэйскому сегменту МОП и в других участках складчатого пояса не отмечается.



**Схема распределения бимодальных магматических комплексов в центральной Монголии.** На врезке *Б* отражена схема тектонического районирования территории. На врезке *В* показано положение территории в пределах Монголии. 1 – кайнозойские отложения; 2 – меловые образования; 3 – бимодальные магматические комплексы; 4–5 – триасовые образования: 4 – вулканические, 5 – осадочные; 6 – гранитоиды раннего мезозоя; 7 – домезозойское основание; 8 – разломы; 9 – сутура Ада-Цагской зоны и ее структурное продолжение; 10 – границы структурных зон.

Условные к врезке *Б*: 11 – Северо-Гобийская впадина; 12 – структуры Хангай-Хэнтейского прогиба; 13 – Северо-Гобийский пермский вулканический пояс; 14 – выступ докембрийского основания Среднегобийского блока; 15 – герциниды Южной Монголии. *ГМЛ* – Главный Монгольский линеймент, *АЦС* – Ада-Цагская сутура.

Работа выполнена в лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке РФФ, грант № 22-17-00033.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агатова А.Р. 39  
 Азимов П.Я. 219  
 Александров И.А. 11  
 Астраханцев О.В. 219  
 Багдасарян Т.Э. 14  
 Бадашкова Е.Е. 92  
 Багдаццаренова Р.А. 16  
 Баянова Т.Б. 29  
 Бердников И.М. 117  
 Бердникова Н.Е., 117  
 Бехтерев Н.А. 106  
 Блинов А.В. 100  
 Борняков С.А. 88  
 Бронников А.К. 18  
 Брянский Н.В. 103, 114  
 Будницкий С.Ю. 11  
 Будяк А.Е. 21, 100  
 Буслев М.М. 24, 108, 155  
 Ванин В.А. 27  
 Васильев А.С. 64, 151  
 Васюкова Е.А. 29  
 Вахромеев А.Г. 32, 36, 266  
 Вахтина Н.Л. 69  
 Великославинский С.Д. 157  
 Веселовский Р.В. 14  
 Ветров Е.В. 39  
 Ветрова Н.И. 39  
 Викентьев В.И. 153  
 Владимирова В.Г. 121  
 Волосов А.С. 268  
 Воронцов А.А. 41, 257  
 Врублевский В.В. 44  
 Гладкочуб Д.П. 47, 92, 103, 180, 195  
 Глушкова В.Е. 211  
 Гонегер Т.А. 187  
 Гордиенко И.В. 52  
 Горячев А.Н. 100  
 Гриненко В.С. 55  
 Гусев Н.И. 58, 61  
 Даниленко И.В. 236  
 Данукалова М.К. 64, 149, 151  
 Дегтярев К.Е. 66, 69, 72, 252  
 Демонтерова Е.И. 76, 114  
 Диденко А.Н. 18, 79  
 Дмитриева Н.В. 82, 85, 229  
 Добрынина А.А. 88  
 Докукина К.А. 90  
 Донская Т.В. 47, 92, 103, 180, 195  
 Доронина Н.А. 187, 243  
 Дорошкевич А.Г. 168, 215  
 Драздова А.В. 95  
 Дриль С.И. 257  
 Дубенский А.С. 114, 160  
 Дымшиц А.М. 98  
 Елбаев А.Л. 52  
 Ербаева М.А. 236  
 Ерофеева К.Г. 114  
 Ефремов С.В. 100  
 Ефремова У.С. 92, 103  
 Жимулев Ф.И. 106, 140  
 Журавлев А.Н. 252  
 Загорная Н.Ю. 157  
 Заика В.А. 233  
 Зиндобрый В.Д. 108  
 Зубков М.Ю. 111  
 Зюков Е.Д. 279  
 Иванов А.В. (ИГМ СО РАН) 168, 277  
 Иванов А.В. (ИЗК СО РАН) 76, 103, 114  
 Ивин В.В. 11  
 Ивина В.В. 11  
 Избродин И.А. 168  
 Изох А.Э. 168  
 Ильясова А.М. 222  
 Казанский А.Ю. 117, 119  
 Казенова Ф. 44  
 Калашникова Т.В. 133  
 Каньгина Н.А. 252  
 Карелина Е.В. 182  
 Каримов А.А. 114  
 Кармышева И.В. 121, 279  
 Карпов А.В. 190  
 Коваленко Д.В. 41  
 Ковач В.П. 157  
 Козловский А.М. 124, 198, 281  
 Колесников А.В. 127, 271  
 Колесов К.К. 168, 277  
 Конилов А.Н. 90  
 Корнилова Т.А. 36  
 Король С.А. 88  
 Корольков А.Т. 32, 130  
 Корсаков А.В. 106  
 Костровицкий С.И. 133  
 Котельников А.Д. 44  
 Котлер П.Д. 136, 138, 208, 268  
 Котляров А.В. 82, 85, 106, 140, 229, 263  
 Котов А.Б. 92, 157  
 Кочнев Б.Б. 142  
 Кошкарев Д.А. 168  
 Кремер И.О. 44  
 Крук Н.Н. 144  
 Кузнецов Н.Б. 127, 146, 160, 224  
 Кузьмичев А.Б. 64, 142, 149, 151  
 Куйбида М.Л. 144, 153  
 Куликова А.В. 136, 155, 190, 208, 268  
 Кунакузин Е.Л. 29  
 Кучер К.М. 177  
 Ланцева В.С. 52, 187  
 Ларин А.М. 157  
 Латышева И.В. 127, 160, 224, 271, 274  
 Лебедев И.Е. 163  
 Леднева Г.В. 238  
 Леонов М.Г. 165  
 Летникова Е.Ф. 168, 252, 277  
 Лиханов И.И. 171, 174  
 Лобковский Л.И. 238  
 Лунина О.В. 177  
 Лучицкая М.В. 66, 69, 72, 238  
 Мазукабзов А.М. 47, 92, 103, 180  
 Мальшев С.В. 114  
 Мальцев А.С. 114  
 Марусин В.В. 142  
 Марченко А.К. 232  
 Масленников М.А. 36  
 Матасова Г.Г. 117, 119,  
 Махиня Е.И. 182  
 Медведев А.Я. 185  
 Метелкин Д.В. 52  
 Мехоношин А.С. 190  
 Минина О.Р. 187, 243  
 Михеев Е.И. 144, 190  
 Моисеев А.В. 255  
 Монгуш А.А. 192  
 Москаленко Е.Ю. 11  
 Мотова З.Л. 47, 195  
 Мурзинцев Н.Н. 249  
 Наумова Т.В. 177  
 Никифоров А.В. 41  
 Новикова А.С. (ГИН РАН) 160, 201, 224  
 Новикова А.С. (ИГЕМ РАН) 198  
 Носырев М.Ю. 18  
 Овчинников Р.О. 204  
 Павлов В.Э. 206  
 Паньков В.Н. 127  
 Панькова В.А. 127  
 Пасенко А.М. 206  
 Пенкина В.А. 136, 208, 268  
 Перетяжко И.С. 211  
 Перфилова А.А. 213  
 Перфилова О.Ю. 41  
 Прокопьев И.Р. 168, 215  
 Пронякин Е.А. 121  
 Прошенкин А.И. 277  
 Прошина П.А. 224  
 Пушкарев Е.В. 217  
 Пыряев А.Н. 190  
 Разумовский А.А. 219  
 Рассказов С.В. 222  
 Рахимов И.Р. 29  
 Резницкий Л.З. 114  
 Ризванова Н.Г. 157  
 Романова Л.Ю. 58, 61  
 Романюк Т.В. 95, 146, 160, 201, 224  
 Рубанова Е.С. 155  
 Руднев С.Н. 144, 279  
 Рудько Д.В. 160  
 Рыбченко А.А. 88  
 Саватенков В.М. 124, 157  
 Савина Е.А. 211  
 Сальникова Е.Б. 69, 72, 92, 157, 198, 204  
 Саньков А.В. 88  
 Саньков В.А. 88  
 Сараев С.В. 263  
 Саранина Е.В. 222  
 Сарапулова Д.А. 64, 151  
 Сасим С.А. 257  
 Сафонова И.Ю. 82, 85, 213, 227, 229  
 Семенова Д.В. 121, 142, 155, 268, 279  
 Семенова Л.П. 114  
 Сергеева Н.А. 157  
 Серов И.В. 168  
 Симонов В.А. 82, 85, 229, 263  
 Ситникова Т.Я. 177  
 Скляр Е.В. 180  
 Сколотнев С.Г. 255  
 Скузоватов С.Ю. 100  
 Сметанин А.В. 232  
 Смирнов Ю.В. 233  
 Смирнова Ю.Н. 233  
 Соколов С.Д. 238, 255  
 Солотчин П.А. 236  
 Солотчина Э.П. 236  
 Сомсикова А.В. 219  
 Сорокин А.А. 157, 204  
 Станевич 240 А.М.  
 Старикова А.Е. 215  
 Степанов А.С. 106  
 Степанова Н.И. 36  
 Струнов А.В. 266  
 Тарасова Ю.И. 21  
 Ташлыков В.С. 243  
 Тверитинова Т.Ю. 246  
 Тишин П.А. 44  
 Травин А.В. 24, 155, 190, 198, 249  
 Третьяков А.А. 66, 69, 72, 252  
 Третьякова К.А. 252  
 Тучкова М.И. 238, 255  
 Федерягина Е.Н. 257  
 Федоров А.М. 260

Федотова А.А. 219  
Федюкин И.В. 160, 206, 224  
Фидлер М.А. 106, 140  
Филинов И.А. 117, 119  
Филиппов Ю.Ф. 263  
Фомин В.А. 266  
Хаин Е.В. 219  
Хромых С.В. 136, 208, 268  
Хубанов В.Б. 14, 195  
Хуурак А.А. 140

Царева М.Д. 136  
Чебыкин Е.П. 222  
Черкашин Е.А. 98  
Чувашова И.С. 222  
Чугаев А.В. 44, 153  
Шарьгин И.С. 168  
Шацилло А.В. 127, 160, 224, 271, 274  
Шелепаев Р.А. 121  
Шелепов Я.Ю. 153, 190  
Шешуков В.С. 90

Школьник С.И. 168, 277  
Щетников А.А. 117, 119, 236  
Яковлев В.А. 153, 279  
Ярмолук В.В. 41, 124, 198, 281  
Ясныгина Т.А. 222

Научное издание

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

Материалы научной конференции  
Выпуск 21  
(17–20 октября 2023 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*

Верстка оригинал-макета  
*Чернышова Марина Игоревна*

Литературные редакторы  
*Балукова Евгения Александровна*  
*Балукова Наталья Георгиевна*

Оформление авторское

---

Подписано в печать 28.09.2023 г. Формат 60×90/8.  
Усл. печ. л. 35.63 Тираж 90 экз. Заказ 229

---

Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
Отпечатано в Сибирском отделении РАН  
630090, Новосибирск, Морской просп., 2  
Тел.: (383) 330-84-66  
E-mail: e.lyannaya@sb-ras.ru