

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

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

Материалы научного совещания

**(11–14 октября 2016 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)**

Иркутск  
2016

УДК 551.2:551.71/.72

ББК Д392я431+Д432я431+Д341/347–1я431+Д9(54)39я431

Г35

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 14. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. – 327 с.

В сборнике представлены труды четырнадцатого Всероссийского научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Основная тематика совещания:

1. Ранние этапы становления и эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (мезо- и неопротерозой).
2. Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана (палеозой – мезозой).
3. Внутриплитная активность, горообразование и палеоклиматические изменения в мезозое и кайнозое Центральной Азии.
4. Палеомагнетизм, геодинамика и пространственно-временные реконструкции Центрально-Азиатского пояса и его обрамления.
5. Металлогеническая эволюция и условия проявления рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса.

*Председатель Оргкомитета совещания*

член-корреспондент РАН Е.В. Складчиков (ответственный редактор)

*Ученые секретари совещания*

д.г.-м.н. Д.П. Гладкочуб, к.г.-м.н. Т.В. Донская (составители сборника)

Проведение рабочего совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Федерального агентства научных организаций (ФАНО России) и Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) (проект № 16-05-20700).

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 6 от 10.09.2015 г.)

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |    |
|--|----|
| <i>СЛЕДЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ ЮЗ ТУВЫ И СЗ МОНГОЛИИ В ГОЛОЦЕНЕ</i><br><b>А.Р. Агатова, Р.К. Непоп, В.В. Потапов</b> .....  | 11 |
| <i>МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЗОНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ</i><br><b>С.А. Анисимова, Ю.В. Михайленко</b> .....  | 14 |
| <i>РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ (БАГА-ХЭНТЕЙСКИЙ БАТОЛИТ) И НА ПЕРИФЕРИИ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО АРЕАЛА МАГМАТИЗМА: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС</i><br><b>В.С. Антипин, А.Б. Перепелов, Д. Одгэрэл</b> .....   | 17 |
| <i>МЕЗОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЧИКОЙ-ХИЛОКСКОЙ РИФТОГЕННОЙ ВПАДИНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СВЯЗАННОЕ С НИМ ФЛЮОРИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ</i><br><b>Р.А. Бадмацыренова, А.М. Санжиев</b> .....  | 20 |
| <i>ГЕОХИМИЯ КУМУЛЯТИВНОГО КОМПЛЕКСА ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА: ФОРМИРОВАНИЕ В ПРЕДДУГОВОЙ ОБСТАНОВКЕ</i><br><b>В.А. Беляев, М.А. Горнова, А.Я. Медведев, К.-Л. Ванг, А.А. Каримов, С.И. Дриль</b> .....   | 22 |
| <i>НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i><br><b>Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов, В.Г. Владимиров</b> .....  | 25 |
| <i>ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ТИХООКЕАНСКИЙ ТИП ОКРАИН</i><br><b>М.М. Буслов, Е.С. Рубанова, А.В. Куликова, М.А. Абилдаева</b> .....   | 28 |
| <i>ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ БУРИНДИНСКОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АРГУНСКОГО ТЕРРЕЙНА)</i><br><b>И.В. Бучко, А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин</b> .....   | 31 |
| <i>ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПОРОД ВЕРХНЕЯНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i><br><b>В.А. Ванин</b> .....  | 33 |
| <i>ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И U/Pb ВОЗРАСТ ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ГАББРО-ДОЛЕРИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ</i><br><b>А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Н.Ю. Матушкин, Д.В. Метелкин, П.И. Кадильников, А.Н. Ларионов</b> .....  | 36 |
| <i>ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ КОРЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ПОСЛЕ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ И СИБИРСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИЙ)</i><br><b>Р.В. Веселовский</b> .....   | 39 |
| <i>НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ИНТРУЗИВНОГО ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ</i><br><b>Р.В. Веселовский, А.В. Латышев, П.С. Ульяхина</b> .....   | 40 |
| <i>ТЕНСБЕРГИТОВАЯ И НЕФЕЛИНИТОВАЯ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ</i><br><b>А.А. Воронцов, О.Ю. Перфилова, А.С. Тарасюк</b> .....   | 41 |
| <i>МАСС-НЕЗАВИСИМОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ИЗОТОПОВ СЕРЫ КАК ИНСТРУМЕНТ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМ ПЕТРОГЕНЕЗИСА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПРИСАЯНСКОГО (ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО) КРАЕВОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА)</i><br><b>С.В. Высоцкий, А.В. Игнатъев, Т.А. Веливецкая, В.И. Левицкий, И.В. Левицкий, А.С. Мехоношин</b> ..... | 43 |

|   |    |
|---|----|
| <i>ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ</i><br><b>Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Р. Эрнст, А.М. Мазукабзов, С.А. Писаревский</b> .....   | 46 |
| <i>ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЯ КАЗЫРСКОГО РУДНОГО УЗЛА</i><br><b>О.М. Глазунов, Т.А. Радомская, Ю.С. Александровский, Т.Л. Глазунова</b> .....  | 49 |
| <i>ПОЛОЖЕНИЕ АРГУНСКОГО ТЕРРЕЙНА В СТРУКТУРЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ)</i><br><b>И.В. Гордиенко, Д.В. Метелкин, Л.И. Ветлужских, Н.Э. Михальцов</b> .....                                      | 52 |
| <i>ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВЕНДСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i><br><b>Д.В. Гороховский, А.Л. Елбаев, Т.С. Якимов</b> .....   | 55 |
| <i>ПЕТРОГЕНЕЗИС СОВМЕЩЕННЫХ ШОШОНИТОВЫХ И ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ АДАКИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ РАННЕГО МЕЗОЗОЯ ГОРНОГО АЛТАЯ</i><br><b>А.И. Гусев</b> .....  | 58 |
| <i>РАННЕОРДОВИКСКИЙ U-Pb ВОЗРАСТ (SHRIMP II) ЗАСУРЬИНСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА В ГОРНОМ АЛТАЕ</i><br><b>Н.И. Гусев</b> .....   | 60 |
| <i>ГРАНИТОИДЫ РУБЕЖА ПЕРМИ И ТРИАСА НА ЮГЕ ГОРНОГО АЛТАЯ</i><br><b>Н.И. Гусев, О.М. Попова</b> .....  | 63 |
| <i>«ДИФФУЗИОННАЯ» ГРАНИЦА ИЗОТОПНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ИНДИЙСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО МОРВ-ТИПОВ ПОД КАМЧАТКОЙ</i><br><b>М.Ю. Давыдова, Ю.А. Мартынов</b> .....   | 66 |
| <i>НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА: НОВЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ</i><br><b>М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, А.А. Багаева</b> .....  | 69 |
| <i>ТИПЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ МАССИВОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ИХ ПЕРВИЧНАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ</i><br><b>К.Е. Дегтярев, А.С. Якубчук, А.А. Третьяков, А.Б. Котов, В.П. Ковач</b> .....   | 72 |
| <i>ИСТОЧНИКИ СНОСА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЮРСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО Sm-Nd И U-Pb ДАННЫМ)</i><br><b>Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Е.А. Михеева, А.В. Аржанникова, А.О. Фролов, С.Г. Аржанников, Н.В. Брянский</b> ..... | 75 |
| <i>СТРУКТУРА МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ</i><br><b>А.Н. Диденко, М.Ю. Носырев, Б.Ф. Шевченко, Г.З. Гильманова, О.В. Козлова</b> .....  | 77 |
| <i>СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ХУБСУГУЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 5 ДЕКАБРЯ 2014 Г., <math>M_w=4.9</math></i><br><b>А.А. Добрынина, А.Г. Сорокин, В.А. Саньков, Е.Н. Черных, В.В. Чечельницкий, Л.Р. Цыдыпова, Ц.А. Тубанов, В.И. Герман, М. Улзийбат</b> .....                          | 80 |
| <i>НОВЫЙ СЯНО-БИРЮСИНСКИЙ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС В ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i><br><b>Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, З.Л. Могова, П.А. Львов</b> .....   | 82 |
| <i>ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ЦИПИКАНСКОМ БЛОКЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ НА ОСНОВЕ НОВЫХ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ</i><br><b>Н.А. Доронина, А.Ю. Антонов, О.Р. Минина</b> .....  | 85 |
| <i>Rb-Sr ГЕОХРОНОЛОГИЯ И Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОВ УНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА КЛИЧКИНСКОГО ХРЕБТА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i><br><b>С.И. Дриль, С.А. Сасим</b> .....  | 88 |
| <i>ПРИРОДА И ВОЗРАСТ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВ БУГУРИКТАЙСКОГО МАССИВА (ДЖИДИНСКАЯ ЗОНА, ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i><br><b>А.Л. Елбаев, И.В. Гордиенко, Р.А. Бадмацыренова, Т.Б. Баянова, О.В. Зарубина, Б.Б. Дашиев</b> .....  | 91 |

|   |     |
|---|-----|
| <i>ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЛОЩАДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СЪЕМОК ДЛЯ РАСШИФРОВКИ ЭВОЛЮЦИИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ</i><br><b>С.В. Ефремов</b> .....  | 94  |
| <i>ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА В ДЕВОНСКИХ ДАЙКАХ ЯКУТСК-ВИЛЮЙСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ</i><br><b>А.В. Иванов, В.М. Саватенков, Е.И. Демонтерова, А.И. Киселев, В.С. Каменецкий</b> .....   | 96  |
| <i>НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ, GPS-ДАННЫЕ И ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ АКТИВНЫХ СЕГМЕНТОВ АРКТИКО-АЗИАТСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)</i><br><b>Л.П. Имаева, В.С. Имаев, В.И. Мельникова, С.В. Ашурков, А.И. Середкина</b> .....                        | 100 |
| <i>ДИАГНОСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ</i><br><b>А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов, В.В. Чегис</b> .....  | 103 |
| <i>ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ КОКЧЕТАВСКОГО СИАЛИЧЕСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)</i><br><b>Н.А. Каныгина, А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, Е.В. Ковальчук</b> .....   | 106 |
| <i>СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНО-МЕДЬ-НИКЕЛЕНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ: ГЕОДИНАМИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ</i><br><b>Е.В. Кислов</b> .....   | 109 |
| <i>ОЦЕНКИ ПОКАЗАТЕЛЯ САМОПОДОБИЯ ПОЛЯ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА</i><br><b>А.В. Ключевский, Ф.Л. Зуев</b> .....  | 112 |
| <i>БАЗОВАЯ МОДЕЛЬ МИГРИРУЮЩЕЙ СЕЙСМИЧНОСТИ</i><br><b>А.В. Ключевский, А.А. Какоурова, А.А. Ключевская</b> .....   | 114 |
| <i>СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ СЕВЕРО-МУЙСКОГО СЕГМЕНТА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ</i><br><b>М.М. Кобелев, М.А. Хригова, Е.А. Кобелева, В.В. Мордвинова, Д.С. Трынкова</b> .....  | 117 |
| <i>НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i><br><b>И.К. Козаков, А. Kröner, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, И.В. Анисимова</b> .....  | 120 |
| <i>ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ МИГРАЦИЯ БИМОДАЛЬНОГО И ГРАНИТОИДНОГО А-ТИПА МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАНТАЗИИ</i><br><b>А.М. Козловский</b> .....   | 122 |
| <i>ПАЛЕООБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЫСОКОГО ПЕСЧАНОГО ТЕРРАСОУВАЛА НА ПРАВОБЕРЕЖЬЕ РЕКИ СЕЛЕНГА (УСТЬ-ДЖИДИНСКАЯ ВПАДИНА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i><br><b>В.Л. Коломнец, Р.Ц. Будаев, А.В. Буянов</b> .....   | 125 |
| <i>СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА НИЖНЕДЖИДИНСКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i><br><b>В.Л. Коломнец, Р.Ц. Будаев, А.В. Буянов</b> .....   | 127 |
| <i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ БАЗИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)</i><br><b>К.М. Константинов, М.Д. Томшин, И.К. Константинов, А.А. Яковлев</b> .....  | 130 |
| <i>ПАЛЕОМАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)</i><br><b>К.М. Константинов, А.А. Яковлев, И.К. Константинов, Ш.З. Ибрагимов, Т.А. Антонова, Е.В. Артемова</b> .....   | 133 |
| <i>ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ОФИОЛИТОВ (ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ)</i><br><b>А.В. Котляров, В.А. Симонов, С.И. Ступаков</b> .....  | 136 |
| <i>SM-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА (ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)</i><br><b>А.Б. Котов, С.Д. Великославинский, А.М. Ларин, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, А.А. Сорокин, А.П. Сорокин</b> ..... | 139 |

|  |     |
|--|-----|
| <i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД НИЖНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА УДОКАНСКОЙ СЕРИИ</i>   |     |
| <b>А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, С.Д. Великославинский, А.М. Ларин, Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, Е.В. Толмачева, А.М. Федосеенко</b> .....   | 141 |
| <i>ИСТОЧНИКИ КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧАРСКОЙ И ТОККИНСКОЙ ВПАДИН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ</i>                           |     |
| <b>А.Б. Котов, Т.М. Сквитина, С.Д. Великославинский, В.П. Ковач, Д.В. Лопатин, Е.В. Скляр, Е.В. Толмачева, О.В. Бобровская</b> .....   | 143 |
| <i>ОЦЕНКА ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ЭКСКУРСОВ ГЁТЕБОРГ И МОНО ЛЕЙК ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЕРА БАУНТ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>  |     |
| <b>М.А. Крайнов, Е.В. Безрукова, А.А. Щетников</b> .....   | 145 |
| <i>ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ</i>   |     |
| <b>А.Б. Кузнецов, И.М. Горохов, С.В. Рудько, В.И. Левицкий</b> .....   | 147 |
| <i>РЕЗУЛЬТАТЫ U/Pb-ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ Lw/Hf-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОРДОВИКСКИХ ТОЛЩ ЮЖНОГО УРАЛА И КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА</i>                       |     |
| <b>Н.Б. Кузнецов, К.Е. Дегтярев, Т.В. Романюк, А.В. Рязанцев, Е.А. Белоусова, А.А. Третьяков, Т.Ю. Толмачева</b> .....   | 149 |
| <i>КАДОМИДЫ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i>   |     |
| <b>Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, С.В. Рудько, Е.А. Белоусова</b> .....  | 153 |
| <i>ХАРАКТЕР ГРАНИЦ (СДВИГИ ИЛИ НАДВИГИ?) МЕЖДУ ВОСТОЧНО- И ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКИМ БЛОКАМИ ДОКЕМБРИЯ В СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЕ ЗААНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: АНАЛИЗ ЛИТЕРАТУРЫ И «ВЕСТИ С ПОЛЕЙ»</i> |     |
| <b>Н.Б. Кузнецов, А.В. Шаццлло, С.В. Рудько</b> .....  | 156 |
| <i>ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГАББРОИДОВ В ЗОНЕ КАЧИКСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО РАЗЛОМА (ЮЖНЫЙ САНГИЛЕН, РЕСПУБЛИКА ТЫВА)</i>  |     |
| <b>Л.Г. Кузнецова</b> .....  | 159 |
| <i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ И БОГАТЫХ ЛИТИЕМ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ХУСУИНГОЛЬСКОГО ПОЛЯ (САНГИЛЕНСКОЕ НАГОРЬЕ) И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ</i>          |     |
| <b>Л.Г. Кузнецова, С.И. Дриль, С.П. Шокальский</b> .....   | 161 |
| <i>ФАДДЕЕВСКИЙ «ТЕРРЕЙН» И СТАНОВСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС ТАЙМЫРА: ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПО ОПУБЛИКОВАННЫМ ДАННЫМ И ПОЛЕВЫМ ВПЕЧАТЛЕНИЯМ 2016 г.</i>                                       |     |
| <b>А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова</b> .....   | 164 |
| <i>ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ЧАГАН-УЗУНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ)</i>  |     |
| <b>А.В. Куликова, М.М. Буслов</b> .....  | 167 |
| <i>МИНГЛИНГ В ГАББРОИДАХ УСТЬ-КРЕСТОВСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>  |     |
| <b>А.В. Лавренчук, Е.В. Скляр, А.Э. Изох, А.Б. Котов, В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов</b> .....  | 169 |
| <i>ВУЛКАНИЗМ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i>   |     |
| <b>В.С. Ланцева</b> .....  | 171 |
| <i>ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД УСУГЛИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>  |     |
| <b>А.М. Ларин, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, В.П. Ковач, А.А. Сорокин, А.П. Сорокин, И.В. Анисимова</b> .....   | 173 |
| <i>УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНУЛИТОВ СЕВЕРНОГО БАЙКАЛА</i>   |     |
| <b>Ю.М. Лебедева, Е.Ю. Рыцк, А.А. Андреев, С.Д. Великославинский, Е.С. Богомоллов</b> .....  | 175 |
| <i>ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ</i>  |     |
| <b>В.И. Левицкий, Л.З. Резницкий, И.В. Левицкий</b> .....  | 178 |

|  |     |
|--|-----|
| <i>ПАМИР: СТРУКТУРА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ</i><br><b>М.Г. Леонов, А.К. Рыбин, В.Ю. Баталев, В.Е. Матюков, Г.Г. Щелочков</b> .....   | 181 |
| <i>ВЕНДСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ<br/>(ВОРОГОВСКАЯ СЕРИЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)</i><br><b>Е.Ф. Летникова, И.А. Вишневская, Н.И. Ветрова, А.И. Прошенкин,<br/>Н.А. Прияткина, Е.А. Бродникова</b> .....   | 184 |
| <i>ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯ СРЕДНЕКЕДРОВАЯ В БАЙКАЛЬСКОМ ХРЕБТЕ:<br/>НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ</i><br><b>О.В. Лунина, А.С. Гладков, А.А. Гладков, А.М. Афонькин</b> .....   | 187 |
| <i>СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУПЕРКВАРЦИТОВ БУРАЛ-САРЬДАГ<br/>(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)</i><br><b>А.М. Мазукабзов, А.М. Федоров</b> .....   | 189 |
| <i>ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ЭСКИЗ АКИТКАНО-ТЕПТОРГИНСКОГО<br/>ВРЕМЕНИ – ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, 1.8–1.3 МЛРД ЛЕТ Т. Н.</i><br><b>В.Д. Мац</b> .....   | 191 |
| <i>P-T ПАРАМЕТРЫ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ<br/>ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ХРЕБЕТ ХЭНТЕЙ)</i><br><b>А.Я. Медведев, М.А. Горнова, В.А. Беляев, А.А. Каримов</b> .....   | 194 |
| <i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ СЕВЕРО-МУЙСКОГО<br/>РАЙОНА В 2014–2016 ГОДАХ</i><br><b>В.И. Мельникова, Н.А. Гилева, А.И. Середкина</b> .....  | 196 |
| <i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ<br/>ХАНГАЙ-ХЭНТЕЙСКОЙ МЕГАЗОНЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ</i><br><b>О.Р. Минина, Я. Ариунчимэг, И.В. Гордиенко, Л.И. Ветлужских</b> .....   | 199 |
| <i>ПРИРОДА ВЕНДСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ ЧОНСАЙРСКОЙ СВИТЫ<br/>АГАРДАГСКОЙ ГЕОСУТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ</i><br><b>В.П. Мокрушников, А.С. Гибшер</b> .....  | 202 |
| <i>ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ<br/>ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОСЕЛКОВОЙ<br/>СЕРИИ (ЮЗ ПРИСАЯНЬЕ)</i><br><b>З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб</b> .....   | 204 |
| <i>ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД<br/>ХАЙЧИЙНГОЛЬСКОЙ ФОРМАЦИИ ЭРЭНДАБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА</i><br><b>Ц. Наранцэцэг, Юан Чао, Гуо Лей, Тонг Ийнг, П. Дэлгэрзаяа, О. Энх-Орших</b> .....   | 206 |
| <i>ЗАВИСИМОСТЬ СКОРОСТИ МИГРАЦИЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ОТ СКОРОСТИ<br/>МЕЖПЛИТНЫХ ДВИЖЕНИЙ</i><br><b>А.В. Новопашина</b> .....   | 207 |
| <i>ПРИРОДА ПРОТОЛИТА И ИСТОЧНИКИ СНОСА МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД<br/>УСТЬ-БОРЗИНСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО<br/>ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ</i><br><b>Ю.В. Носкова, С.И. Дриль, С.А. Сасим</b> .....  | 209 |
| <i>РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГАББРО-ГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ<br/>БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА</i><br><b>Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин, Н.М. Кудряшов</b> .....   | 212 |
| <i>СРЕДНЕПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАМЫНУУДИНСКО-<br/>ХЭГЭНШАНЬСКОГО АККРЕЦИОННОГО ТЕРРЕЙНА ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА<br/>ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ –<br/>СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ)</i><br><b>Д. Отгонбаатар, М.М. Буслов, Д. Томурхуу</b> ..... | 215 |
| <i>НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ БАЛТУРИНСКОЙ СВИТЫ<br/>НИЖНЕГО СИЛУРА (ПРИСАЯНЬЕ) ПЕРМО-ТРИАСОВЫМИ ТРАППАМИ</i><br><b>В.И. Паверман, А.В. Шаццло</b> .....   | 217 |
| <i>НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ХАЙПАХСКОЙ СВИТЕ<br/>(ВЕРХНИЙ РИФЕЙ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ)</i><br><b>А.М. Пасенко</b> .....   | 220 |
| <i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ<br/>СОСТОЯНИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ УГОДИЙ ОСТРОВА ОЛЬХОН, БАЙКАЛ</i><br><b>В.А. Пеллинен, Т.Ю. Черкашина, Г.В. Пашкова, С.В. Пантеева</b> .....   | 221 |

|  |     |
|--|-----|
| <i>ЭКЛОГИТОВЫЙ СЛЕД В ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ</i>                                     |     |
| <b>А.Б. Перепелов, С.С. Цыпукова, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, С.И. Дриль, Ю.Д. Щербаков, Д. Одгэрэл, Д. Батульзий</b> .....   | 222 |
| <i>ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВУЛКАНОСТРУКТУР ВЫСОКОЙ УРАНОНОСНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ЦАПП</i>   |     |
| <b>Э.М. Пинский, Ю.Б. Миронов</b> .....  | 225 |
| <i>Ar/Ar И U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАССИВА ИНАГЛИ</i>   |     |
| <b>А.В. Пономарчук, И.Р. Прокопьев, А.С. Борисенко</b> .....   | 228 |
| <i>U/Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА</i>   |     |
| <b>Н.С. Прияткина, Н.Б. Кузнецов, А.В. Шацлло, С.В. Рудько, А.К. Худолей, В.Дж. Коллинз</b> .....  | 230 |
| <i>КАЙНОЗОЙСКИЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ: ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВАРИАЦИЙ СОДЕРЖАНИЙ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> И CO<sub>2</sub></i>                                |     |
| <b>С.В. Рассказов, А.В. Миколайчук, В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев, М.В. Усольцева, Йи-минь Сунь, Чжэньхуа Сие, Чэнь Янг, И.С. Чувашова, Т.А. Чикишева, А. Хассан, А. Аль Хомуд, Р. Алокла</b> ..... | 233 |
| <i>ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И РУДОНОСНОСТЬ БАЗИТ-ПИКРОБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ХУДОЛАЗОВСКОЙ МУЛЬДЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)</i>  |     |
| <b>И.Р. Рахимов, Д.Н. Салихов, А.Г. Владимиров, В.В. Холоднов, А.В. Вишнеvский, Е.В. Бородина</b> .....  | 236 |
| <i>U/Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ОСНОВАНИЯ СТРАТОТИПА СРЕДНЕГО РИФЕЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)</i>  |     |
| <b>Т.В. Ромانيук, Н.Б. Кузнецов, Е.А. Белоусова, К.Е. Дегтярев, А.В. Маслов, В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина, Е.С. Пыжова</b> .....  | 240 |
| <i>ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ И НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЮ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ</i>  |     |
| <b>Е.С. Рубанова, М.М. Буслон, А.В. Куликова, Р.Н. Алимов</b> .....  | 244 |
| <i>УТОЧНЕННАЯ КРИВАЯ ВАРИАЦИЙ δ<sup>13</sup>C ДЛЯ ДАЛЬНЕТАЙГИНСКОЙ СЕРИИ УРИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ</i>  |     |
| <b>С.В. Рудько, П.Ю. Петров, О.Л. Петров</b> .....   | 247 |
| <i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЫННЫРСКОГО И ТАССКОГО МАССИВОВ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ</i>   |     |
| <b>Е.Ю. Рыцк, С.Д. Великославинский, С.А. Смыслов, В.П. Ковач, Е.С. Богомолон, Е.В. Толмачева</b> .....  | 250 |
| <i>ОРДОВИКСКИЙ ГАББРО-ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТОВЫЙ КОМПЛЕКС И АССОЦИИРУЮЩИЕ ВУЛКАНИТЫ В СУТУРЕ НА ГРАНИЦЕ ПАЛЕОЗОИД УРАЛА И КАЗАХСТАНА</i>   |     |
| <b>А.В. Рязанцев</b> .....   | 253 |
| <i>Rb И Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПОСТОРОГЕННЫХ ГРАНИТОВ, ФОРМИРОВАВШИХСЯ В ПРЕДЕЛАХ БЛОКОВ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (МОНГОЛИЯ)</i>                   |     |
| <b>В.М. Саватенков, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, З.Б. Смирнова</b> .....   | 256 |
| <i>ГЕОХИМИЯ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МАРУНКЕУ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ</i>   |     |
| <b>А.Ю. Селятицкий, К.В. Куликова</b> .....  | 259 |
| <i>К ВОПРОСУ О БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЕ ПРИТЕЛЕЦКОГО РАЙОНА ГОРНОГО АЛТАЯ И НЕОБХОДИМОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ НОВЫХ МЕСТНЫХ ОРДОВИКСКИХ СТРАТОНОВ</i>  |     |
| <b>Н.В. Сенников, О.Т. Обут, Е.В. Лыкова, А.В. Тимохин, Т.В. Гонга</b> .....   | 262 |
| <i>УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БОНИНИТОВ В ПАЛЕООСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСАХ ГОРНОГО АЛТАЯ</i>  |     |
| <b>В.А. Симонов, А.В. Котляров, С.И. Ступаков</b> .....  | 265 |
| <i>ПРИРОДА МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>   |     |
| <b>Е.В. Склярон, А.В. Лавренчук, А.Е. Старикова, В.С. Федоровский, Е.А. Хромова</b> .....  | 268 |



|  |     |
|--|-----|
| <i>ЭДИАКАРАНСКИЙ ХИЩНИК В СТРАТОТИПИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ТАСЕЕВСКОЙ СЕРИИ</i><br><b>Ю.К. Советов</b> .....   | 271 |
| <i>БИОТЕКСТУРНЫЕ ПЕСЧАНИКИ ИЗ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ<br/>В ПРИСАЯНЬЕ И НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ</i><br><b>Л.В. Соловецкая, Ю.К. Советов</b> .....   | 273 |
| <i>СОСТАВ, СТРУКТУРА И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗА ВЕНДА – КЕМБРИЯ В ХРЕБТЕ УДОКАН</i><br><b>А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов</b> .....   | 275 |
| <i>СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВИЛЮЙСКИЙ ПАЛЕОРИФТ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ<br/>МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ</i><br><b>М.Д. Томшин, М.К. Константинов, А.В. Прокопьев</b> .....  | 277 |
| <i>ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА</i><br><b>А.М. Федоров, В.А. Макрыгина, А.И. Непомнящих, В.Ф. Посохов</b> .....  | 280 |
| <i>СИНТАКСИС И ГЛУБИННЫЕ СТРУКТУРЫ ВЫЖИМАНИЯ В КОЛЛИЗИОННОЙ<br/>СИСТЕМЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ</i><br><b>В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов</b> .....  | 283 |
| <i>ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (оз. БАЙКАЛ)</i><br><b>В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб,<br/>Т.В. Донская, А.В. Лавренчук, А.Б. Котов</b> .....  | 285 |
| <i>СИНТЕЗИРОВАННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ РАЗРЕЗ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ<br/>СИСТЕМЫ СИБИРСКИЙ КРАТОН – ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН</i><br><b>В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб,<br/>Т.В. Донская, А.В. Лавренчук, А.Б. Котов</b> .....                     | 287 |
| <i>АЭРОКОСМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОЛЬХОНСКОГО<br/>ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА (оз. БАЙКАЛ, РОССИЯ)</i><br><b>В.С. Федоровский, Е.В. Скляр, А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб,<br/>Т.В. Донская, А.Б. Котов, А.В. Лавренчук, А.Е. Старикова</b> .....                      | 290 |
| <i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ<br/>ПОРОД ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i><br><b>И.В. Федюкин, Н.В. Сальная</b> .....  | 292 |
| <i>ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ:<br/>СОПОСТАВЛЕНИЕ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ТАНХОЙСКОГО ТРЕТИЧНОГО ПОЛЯ<br/>ЮЖНОГО БАЙКАЛА</i><br><b>А.И. Хассан, А.А. Альхамуд, С.В. Рассказов, И.С. Чувашова,<br/>Т.А. Ясныгина, В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев</b> ..... | 293 |
| <i>ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА И ЗОНЫ ЕГО<br/>СОЧЛЕНЕНИЯ С ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИМ СКЛАДЧАТЫМ ПОЯСОМ: ТРАНСЕКТЫ<br/>ЗДВ И «ТЫНДА-АМУРЗЕТ»</i><br><b>Т.Н. Хераскова, Д.В. Яковлев, Н.Н. Пиманова, О.С. Березнер</b> .....                             | 295 |
| <i>ГЕОХРОНОЛОГИЯ (НОВЫЕ ДАННЫЕ) И ГЕОДИНАМИКА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО<br/>ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ</i><br><b>А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов, Г.Н. Бурмакина</b> .....   | 298 |
| <i>ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ<br/>ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МАЛОГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ</i><br><b>Е.Н. Черных, А.А. Добрынина, А.В. Саньков, А.Н. Шагун,<br/>С.А. Борняков, В.А. Саньков</b> .....   | 301 |
| <i>ТЕСТИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ГИПОТЕЗЫ ДВИЖУЩЕЙСЯ<br/>ЛИТОСФЕРЫ: СМЕНА ИСТОЧНИКОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО<br/>ВУЛКАНИЗМА В ВОСТОЧНОЙ АЗИИ</i><br><b>И.С. Чувашова, С.В. Рассказов, Йи-минь Сунь, Чэнь Янг, Чжэньхуа Сие,<br/>Т.А. Ясныгина, Т.А. Чикишева</b> .....          | 304 |
| <i>КОНГЛОМЕРАТЫ КЕБЕКТИНСКОЙ СЕРИИ – ПРОЛЮВИЙ ИЛИ МОРЕНА?<br/>«ВЕСТИ С ПОЛЕЙ»</i><br><b>А.В. Шаццло, И.В. Федюкин, Д.В. Рудько, И.В. Латышева</b> .....  | 308 |
| <i>ПЕТРОЛОГИЯ ГАББРОИДНОГО МАССИВА ЦАХИРИН<br/>(ОЗЕРНАЯ ЗОНА, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)</i><br><b>Я.Ю. Шелепов, Р.А. Шелепаев, А.В. Вишневецкий</b> .....   | 309 |

|  |     |
|--|-----|
| <i>ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ЕЕ СЛЕДСТВИЯ</i>   |     |
| <b>В.С. Шкодзинский</b> .....  | 311 |
| <i>СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ЭФФУЗИВЫ ХАМСАРИНСКОГО ТЕРРЕЙНА КАК ИНДИКАТОРНЫЙ ПОСЛЕКОЛЛИЗИОННЫЙ КОМПЛЕКС</i>   |     |
| <b>С.И. Школьник, А.В. Иванов, Л.З. Резницкий, Е.Ф. Летникова, Х. Хэ, З. Ю, Ю. Ли, И.Г. Бараш</b> .....  | 314 |
| <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar <i>ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ (МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ОТБОРА ФЛОГОПИТА)</i>                                      |     |
| <b>Д.С. Юдин, Т.А. Алифирова, А.А. Томиленко, Л.Н. Похиленко, С.А. Новикова, А.В. Травин, В.П. Сухоруков, Н.Г. Мурзинцев, Е.И. Михеев</b> .....                                | 316 |
| <i>НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЮВЕНИЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И ПРОБЛЕМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ХАНГАЙСКОЙ ГРУППЫ ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛИИ)</i> |     |
| <b>В.В. Ярмолук, А.М. Козловский</b> .....   | 319 |
| <i>НЕФТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ЛЕНО-ТУНГУССКОЙ ПРОВИНЦИИ В СОПОСТАВЛЕНИИ С НЕФТЯМИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ШЕЛЬФА ОСТРОВА САХАЛИН ПО СОДЕРЖАНИЯМ МЕТАЛЛОВ</i>                    |     |
| <b>Т.А. Ясныгина, Я.В. Самарина, С.В. Рассказов</b> .....  | 322 |
| <i>АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ</i> .....   | 325 |



## СЛЕДЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ ЮЗ ТУВЫ И СЗ МОНГОЛИИ В ГОЛОЦЕНЕ

А.Р. Агатова<sup>1,2</sup>, Р.К. Непоп<sup>1,2</sup>, В.В. Потапов<sup>3</sup>

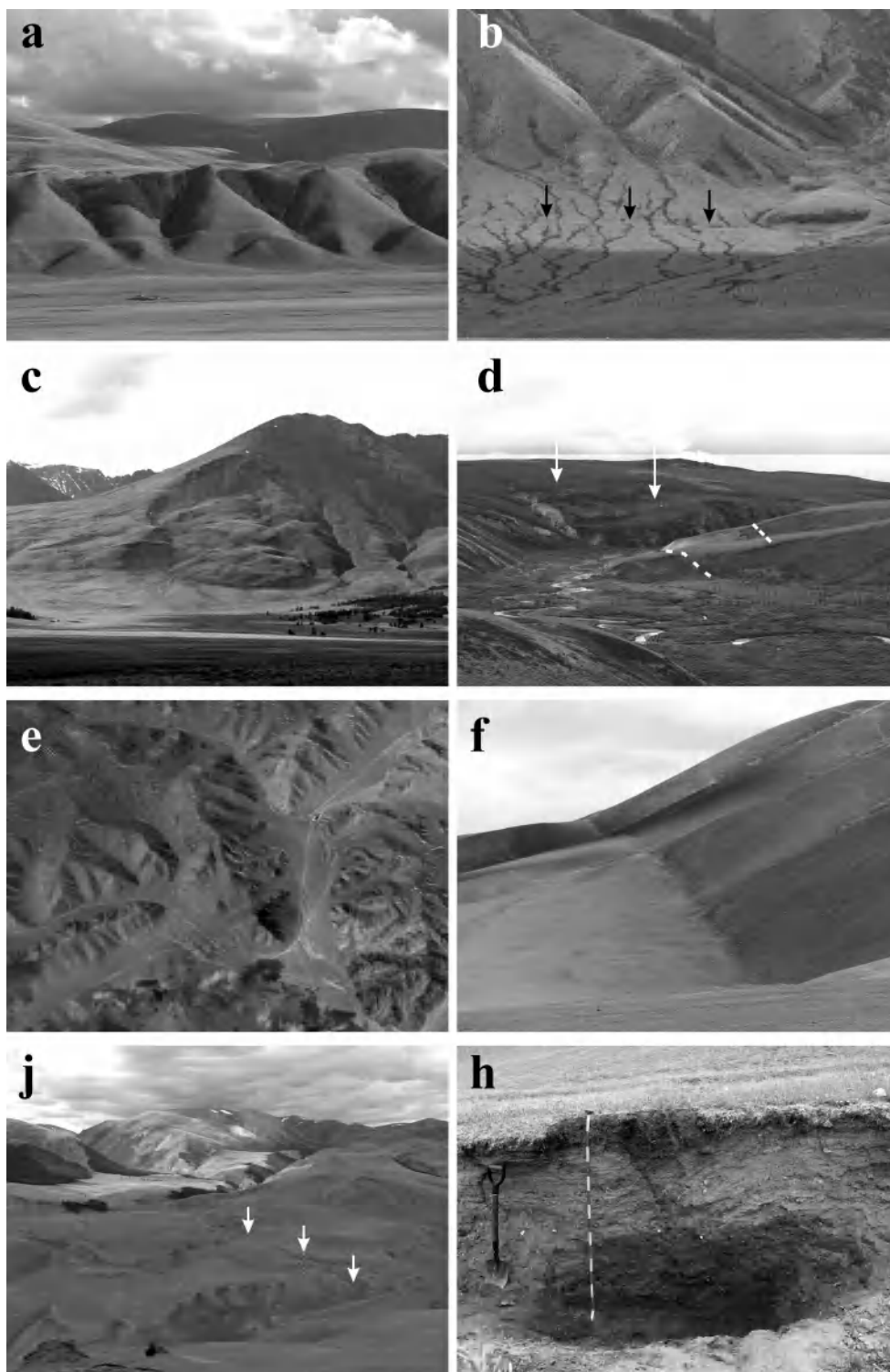
<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, agatr@mail.ru

<sup>2</sup> Екатеринбург, Уральский федеральный университет

<sup>3</sup> Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Палеосейсмичность сопредельных районов ЮЗ Тувы и СЗ Монголии, несмотря на целый ряд произошедших здесь сильных современных землетрясений (Ачитнурское 1938 г., Урэг-Нурское 1970 г.), практически не изучена по сравнению с ЮВ Алтаем и ЮВ Тувой. Эти районы принадлежат бессточному бассейну обширной тектонической предгорной впадины – Котловины Больших Озер Монголии. Горные сооружения ЮЗ Тувы, обрамляющие эту впадину с северо-запада, образуют зону перехода между горными сооружениями Алтая, Западного Саяна и Тувы. Доминирующий в рельефе массив Монгун-Тайга и межгорная депрессия, включающая котловины озер Ак-Холь, Киндиктиг-Холь, Моген-Буренское и Джулукульско-Каргинское понижения, «закаты» в зоне сочленения субмеридионального хребта Чихачёва и имеющих северо-западное простирание хребтов Шапшальский и Цаган-Шибэту. На территории СЗ Монголии структура Котловины Больших озер образована Ачитнурской, Урэгнурской и Убсунурской впадинами и разделяющими их невысокими хребтами, формирование которых сопряжено с активностью глубинных разломов. При этом Урэгнурская впадина является продолжением линейного Джулукульско-Каргинского понижения, наследующего юрский прогиб. В плейстоцене горные сооружения рассматриваемой территории подвергались оледенениям, однако возраст последнего крупного оледенения дискутируется. Соответственно, сейсмодетформированные формы рельефа, возникшие после его деградации, без определения абсолютного возраста можно считать голоценовыми достаточно условно.

В ходе дистанционного зондирования и полевых работ 2013–2016 гг. следы постледниковых активизаций разломно-блоковой структуры территории ЮЗ Тувы и СЗ Монголии были обнаружены нами повсеместно. В процесс сейсмодетформационной активизации вовлечены разломы различного иерархического уровня, от региональных до опережающих, разломы, образующие границы хребтов и впадин, и разломы во внутренней структуре хребтов. В подавляющем большинстве случаев сейсмодетформации возникли в результате сдвиговых, сдвиго-надвиговых и взбросовых подвижек по разломам, являющимся границами хребтов либо хребтов и впадин. Разрывные нарушения и уступы в пролювиальных конусах голоценового возраста зафиксированы на границах хребтов Западный Танну-Ола и Цаган-Шибэту в зоне их сочленения (рисунок, *a*); вдоль регионального Кобдинского разлома, являющегося западной границей Ачитнурской впадины; на западной границе Убсунурской впадины у подножия хребта Сугийн-Шил (рисунок, *b*); во внутренней структуре водораздела Ачитнурской и Урэгнурской котловин, сформировавшегося по Ачитнурскому разлому; по Шапшальскому региональному взбросу, где они сопровождаются скальными оползнями (рисунок, *c, d*). В районе водораздела рек Каргы и Чулышман подножие Шапшальского хребта деформировано серией чешуйчатых надвигов, приведших к сводообразному изгибу междуречья Каргы и ее правого притока, поднятию левого склона долины Каргы, изменению уклона речных террас позднеплейстоцен-голоценового возраста правого притока и сходу скального оползня свежей морфологии на левом склоне долины этого притока (рисунок, *d*). Сдвиго-взбросы, нарушающие перекрытые моренами отроги восточного макросклона хребта Чихачёва, а также отседания скальных склонов зафиксированы в месте резкого изменения простирания хребта (в районе перевала Бугузун). Морфологически свежие разрывы смещают эрозионные рытвины на западном склоне котловины Акхоля, пересекают гребневую часть хребта Чихачёва на его субширотном участке юго-западнее Акхоля.



**Палеосейсмодетформации исследуемых районов ЮЗ Тувы и СЗ Монголии.**

Северным продолжением Кобдинского регионального разлома, имеющего правосдвиговую кинематику, на территории ЮЗ Тувы являются две расходящиеся ветви разломов. Сейсмическая активизация серии параллельных разломов у подножия западного макросклона массива Монгун-Тайга отражена в деформациях отложений, выполняющих долины левых притоков Моген-Бурен (рисунок, *h*). Северным продолжением этой основной ветви является западная разломная граница Моген-Буренской впадины. По левой ветви заложена долина Устю-Бийматы. Активизация оперяющих разломов привела к деформации плейстоценовых морен в нижней части этой долины (рисунок, *j*). Расхождение двух ветвей разломов приурочено к зоне сочленения Кобдинского разлома с разломными границами узкой впадины, протягивающейся вдоль южного

макросклона массива Монгун-Тайга. Северная граница этой впадины также была активизирована в голоцене, о чем свидетельствуют сейсмогенные уступы в пролювиальных конусах у подножия массива. Активизация одного из второстепенных взбросов в районе урочища Хух-Хушуны-Хундий (рисунок, *f*), являющегося границей ряда небольших хребтов-отрогов в структуре хребта Сайлюгем, вместе с подвижками по другому второстепенному разлому приводит к формированию грабена на склоне одного из отрогов (рисунок, *e*).

Таким образом, для рассматриваемого района характерна высокая сейсмическая активность в постледниковый период. Дальнейшее изучение и получение радиоуглеродных дат позволят реконструировать хронологию основных палеосейсмических событий региона.

Исследования проведены при частичной поддержке РФФИ (проекты № 15-05-06028; 16-05-01035).



## МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЗОНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

С.А. Анисимова<sup>1,2</sup>, Ю.В. Михайленко<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, svetanisimova2008@rambler.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

<sup>3</sup> Ухта, Ухтинский государственный технический университет, Yulia-v-m@mail.ru

Ансамбль тектонических структур Арктики включает эпигренвильский кратон Арктида (обломок Родинии) и периферию части докембрийских кратонов Лаврентия, Балтика и Сибирский. Кратоны спаяны орогеническими поясами (следами былых замкнувшихся океанов) четырех возрастов: конца позднего неопротерозоя (байкалиды), середины палеозоя (каледонида), рубежа перми–триаса (герцинида) и конца раннего мела (поздние киммериды). Арктида охватывает площадь от архипелага Шпицберген на западе до Северо-Аляскинского региона на востоке. Неопротерозойский орогенный пояс протягивается прерывистой полосой из Баренцево-Уральско-Новоземельского региона через п-ов Таймыр и шельф Восточно-Сибирского моря в пределы Северной Аляски, составляя дуговое обрамление Арктиды, отделяющее ее от кратонов Балтика и Сибирский [1, 2].

В рамках продолжающейся программы широкомасштабного изучения недр шельфа геологоразведочные работы проводятся сотрудниками ВСЕГЕИ, ВПО УГТУ, ИГ КНЦ УрО РАН, ИЗК СО РАН.

Мезонеопротерозойские отложения побережья Кольского полуострова составляют лишь незначительную часть рифейско-вендского осадочного пояса акватории Белого и Баренцева морей и прилегающей суши, где они залегают на гнейсах и гранитах архея и обнажаются в пределах ряда обособленных площадей. Наиболее крупные и полные разрезы рассматриваемых отложений обнажены на п-овах Средний, Рыбачий и на о-ве Кильдин [3].

Породы среднерифейской кильдинской серии и верхнерифейской волоковой серии распространены на п-ове Среднем и о-ве Кильдин, а также частично на юге п-ова Рыбачий. Ранее в них описаны строматолитовые биогермы форм *Parmites cf. meridionalis* Raab., *Katavia cf. karatavica* Kryl. с о-ва Кильдин [4, 5], а возраст кильдинской серии признавался верхнерифейским, как по абсолютному возрасту глауконита (К-Аг метод) из нижней части кильдинской серии п-ова Средний (1040–1059 млн лет; 865–762 млн лет – для пярярвинской свиты и 730, 670, 619 млн лет – для палвинской свиты), так и по комплексу микрофоссилий, акритарх и цианобактерий, собранных из пород кильдинской серии [3]. Результаты проведенных исследований кильдинской и волоковой серий (минералого-петрографический, рентгеноструктурный, микрондовый, дифференциально-термический) позволяют утверждать, что терригенно-карбонатная каруярвинская свита кильдинской серии п-ова Средний располагается на границе двух крупных трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления и является важным биорепером мезонеопротерозойских отложений изучаемого региона [6].

Наличие на северном побережье Кольского полуострова продолжения строматолитового барьерного рифа мезонеопротерозойского возраста от архипелага Шпицберген, Тимана, Южного Урала до Юго-Западного Прибайкалья характеризует обнаруженные строматолитовые биостромы *Stratifera aff. flexurata* Kom [3, 7].

Корреляция рифейского осадочно-метаморфического комплекса п-ова Средний со стратотипом рифея (разрез Южного Урала) основывается на наличии двух основных рифейских комплексов пород, разделенных поверхностью несогласия, а также на данных абсолютного возраста с привлечением палеонтологических данных. В разрезе Южного Урала на отложениях юрматинской серии (средний рифей), которую завершает карбонатная авзянская свита (800–

2000 м), с размывом и угловым несогласием залегают породы каратауской серии верхнего рифея. Авзянская свита разделена на шесть подсвит: первая содержит новый морфотип цианобактерий – многослойные стебельки *Polybessurus bipartites*, во второй, терригенной, части присутствует бедная ассоциация микрофоссилий, третья и пятая (снизу) слагаются известняками, доломитами со строматолитами II (среднерифейского) уровня, где, кроме столбчатых форм групп *Baicalia*, *Svetliella*, *Conophyton*, определены и пластовые – *Stratifera flexurata* Kom., и проходящие из нижнего рифея *Thesaurus macrotomus* Vlas. и *Cyatotes phorbadicia* Vlas., шестая, терригенная, пачка, кроме остатков проходящих таксонов, содержит микрофоссилии *Navifusa majensis*, *Ostiana microcystis*, *Sphaerocongregus variabilis*, *Polytrichoides lineatus* и ряд других форм, объединяющих эту микробиоту с верхнерифейскими [8].

Сравнительный анализ формы *Stratifera flexurata* Komar из каруярвинской свиты кильдинской серии п-ова Средний, с голотипом из верхней подсвиты котуйканской свиты с Анабарского массива и формы из умбельской свиты Прибайкальской зоны юга Восточной Сибири, позволяет отнести изучаемую форму к *Stratifera aff. flexurata* Komar с приставкой “aff” – «схожая» [9].

Окраинные участки Центрально-Азиатского подвижного пояса включают в себя Прибайкалье и северо-западную часть Байкало-Патомской складчатой области, в пределах которых выделяются пассивная окраина кратона и террейны позднерифейского и раннепалеозойского орогенных поясов [10].

В разрезе байкальской серии Юго-Западного Прибайкалья и эталонного разреза Восточной Сибири (Байкало-Патомское нагорье) выделяются четыре ассоциации строматолитов, которые характеризуют четыре горизонта комплексного обоснования: баллаганакский, дальне-тайгинский, жуинский и юдомский. Эти горизонты характеризуются региональными и межрегиональными формами строматолитов, микрофитолитов и микрофоссилий – строматолиты II (среднерифейского) уровня, столбчатые формы групп *Baicalia*, *Svetliella*, *Conophyton* и пластовые формы группы *Stratifera*, строматолиты III (верхнерифейского) уровня – столбчатые формы групп *Inzeria*, *Jurusania*, *Minjaria*, *Gymnosolen* и *Lenia*, по которым проводится биостратиграфическое сопоставление с разрезами стратотипа и гипостратотипа рифея (Учуро-Майский район).

Корреляция разрезов мезоэопротерозойских отложений архипелага Шпицберген, периферии Восточно-Европейской платформы (Полюдов кряж – Тиман – п-ов Канин – о. Кильдин – п-ов Средний – п-ов Варангер), Среднего и Южного Тимана возможна на основе палеонтологических, литолого-фациальных признаков, здесь установлены рифей-вендские комплексы фитолитов, схожие с уральским стратотипом рифея России.

С этими ископаемыми рифовыми отложениями мезоэопротерозойского уровня связаны нефтяные, газовые месторождения, изучение которых будет иметь чрезвычайно важное значение для решения топливно-энергетических проблем всего Северо-Западного региона, а также для решения фундаментальных вопросов эволюции жизни на Земле.

- [1] Филатова Н.И., Хаин В.Е. Кратон Арктида и неопротерозойские – мезозойские орогенные пояса циркумполярного региона // Геотектоника. 2010. № 3. С. 3–29.
- [2] Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В. и др. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1083–1107.
- [3] Михайленко Ю.В., Кочетков О.С., Иванов Н.Ф. и др. Особенности строения и состава каруярвинской свиты рифея п-ова Средний (северное побережье Кольского полуострова) // Литосфера. 2015. № 4. С. 24–42.
- [4] Раабен М.Е. Строматолитовые формации рифея в обрамлении Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 1. С. 35–46.
- [5] Любцов В.В., Михайлова Н.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1989. 130 с.
- [6] Кочетков О.С., Михайленко Ю.В., Иванов Н.Ф. и др. Характеристика пластовых строматолитов *Stratifera flexurata* Kom., каруярвинская свита п-ова Средний // Уникальные геологические объекты Кольского п-ова: строматолиты п-ова Средний: Материалы совещания. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2014. С. 21–32.
- [7] Анисимова С.А., Анисимов А.Ю. Неопротерозойские микробиальные образования залива Соргфьорд (Архипелаг Шпицберген) // Материалы LXII сессии ВПО «100-летие Палеонтологического общества России. Проблемы и перспективы палеонтологических исследований». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 11–12.
- [8] Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. Вып. 38. 131 с.

- [9] *Дольник Т.А.* Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск, 2000. 320 с.
- [10] *Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.* Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 141–155.





## РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ (БАГА-ХЭНТЕЙСКИЙ БАТОЛИТ) И НА ПЕРИФЕРИИ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО АРЕАЛА МАГМАТИЗМА: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС

В.С. Антипин<sup>1</sup>, А.Б. Перепелов<sup>1</sup>, Д. Одгэрэл<sup>2</sup>

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

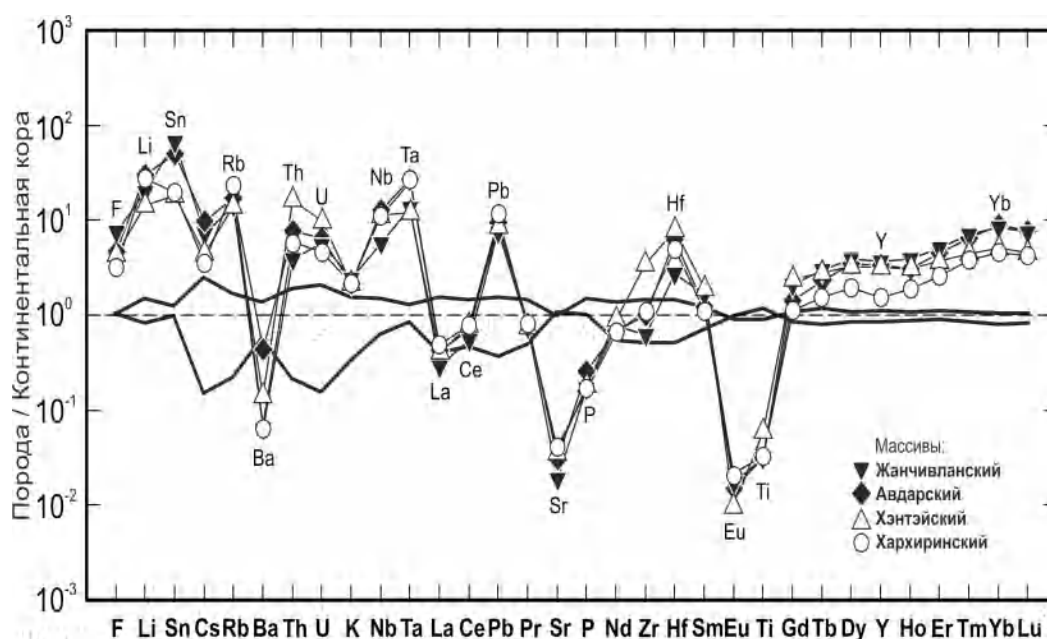
<sup>2</sup> Улан-Батор, Монголия, Институт палеонтологии и геологии МАН, d\_odgerel@yahoo.com

В развитии внутриплитного магматизма в фанерозое Центральной Азии важное практическое значение имели редкометалльные граниты, которые формировались при плавлении докембрийской и каледонской континентальной коры под воздействием мантийных магм [1, 2]. Раннемезозойская Монголо-Забайкальская гранитоидная провинция пространственно совпадает с зональным магматическим ареалом, охватывающим площадь свыше 120 тыс. км<sup>2</sup>, в центральной части которого расположен один из крупнейших в Азии Дауро-Хэнтэйский батолит. Его южная часть представлена многофазным Бага-Хэнтэйским гранитоидным плутоном, в обрамлении которого распространены породы бимодальных и щелочно-гранитоидных ассоциаций, а также массивы и небольшие интрузии редкометалльных гранитов. Проведенными исследованиями установлено, что редкометалльно-гранитный магматизм проявлен не только в периферической зоне ареала, но и в его центральной части в пределах самого Бага-Хэнтэйского плутона. В пределах хр. Бага-Хэнтэй (истоки р. Хуху-Нур) расположен Хэнтэйский массив редкометалльных Li-F гранитов среди песчано-сланцевой толщи хэнтэйской серии девонско-каменноугольного возраста. Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты главной фазы Хэнтэйской интрузии прорваны пластовыми телами мелкозернистых лейкогранитов дополнительной фазы и амазонит-альбитовыми гранитами, среди которых наблюдались переходы от сливных мелкозернистых с флюидальностью в эндоконтактовой зоне к средне- и крупнозернистым пегматоидным с шпировидной текстурой разновидностям.

Граниты Хэнтэйского массива в ранних фазах состоят из микроклина, олигоклаз-альбита, кварца и сидерофиллита. В редкометалльных амазонит-альбитовых гранитах состав слюды является глиноземистым протолиитонит-циннвальдитовой серии. Они находятся в парагенезисе с альбитом и микроклином (Орт<sub>96,2</sub>Аб<sub>3,8</sub>). Акцессорными минералами в редкометалльных гранитах являются магнетит, флюорит и циркон. Из среднезернистых амазонит-альбитовых гранитов Хэнтэйского массива выделены призматические прозрачные кристаллы циркона светло-желтого цвета со стекляннным блеском. По ним Т.Б. Баяновой в Геологическом институте КНЦ (г. Апатиты) получены первые изотопные U-Pb данные (проба ХНТ-910). По двум кристаллам циркона были получены конкордии с практически одинаковым возрастом порядка 200±2 млн лет. Следовательно, редкометалльные Li-F граниты в центральной части хребта Бага-Хэнтэй также принадлежат раннемезозойскому ареалу магматизма и формировались на границе триаса и юры.

На юго-западной периферии раннемезозойского магматического ареала редкометалльные граниты входят в состав Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии и слагают Абдарский массив с площадью выхода пород около 10 км<sup>2</sup> [3]. Центральная его часть сложена среднезернистыми лейкогранитами с биотитом и окаймлена прерывистой на востоке зоной среднезернистых амазонит-альбитовых гранитов, встречающихся также в апикальных выходах пород. Первые данные о возрасте гранитов Абдарского массива были получены K-Ar методом по биотитам (5 определений – среднее значение 207 млн лет). Он близок к значениям 202–205 млн лет, определенным Rb-Sr методом [1].

В южном обрамлении Дауро-Хэнтэйского батолита расположен довольно крупный и многофазный Жанчивланский массив, большая часть которого образована крупнозернистыми порфиroidными гранитами 1-й фазы с миароловыми пегматитами, прорванными небольшими



Распределение редких элементов в различных массивах редкометалльных Li-F гранитов раннемезозойского ареала магматизма Монголии. Нормализовано по среднему составу континентальной коры (Rudnick, Gao, 2003). Толстой линией показаны вариации содержаний элементов в континентальной коре.

интрузиями среднезернистых биотитовых реже двуслюдяных гранитов 2-й фазы. Наиболее поздними проявлениями магматизма в Жанчивлане являются редкометалльные граниты 3-й фазы, слагающие отдельные выходы общей площадью около 50 км<sup>2</sup> (Бурал-Хангай, Урту-Гоцзор и др.). Они представлены всеми разновидностями Li-F гранитов: биотитсодержащими лейкогранитами, которые сменяются микроклин-альбитовыми и амазонит-альбитовыми, а в апикальных частях куполов альбит-лепидолитовыми редкометалльными гранитами. По всем разновидностям редкометалльных Li-F гранитов, включая наиболее дифференцированные с топазом и лепидолитом амазонит-альбитовые граниты Жанчивланского массива, была получена Rb-Sr изохрона с возрастом  $195.3 \pm 0.6$  млн лет (при значении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7063 \pm 22$ ) [1].

Эволюция палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда многофазного Бага-Хэнтэйского плутона завершается формированием лейкогранитов поздней фазы, к которым петрохимически близки лейкограниты с биотитом ранней фазы Хэнтэйской интрузии. Однако редкоэлементные характеристики этих близких по составу пород резко различаются. Прежде всего эти различия выражаются в значительном обогащении фтором, а также более резком (в 5–10 раз) обогащении Li, Rb, Cs, Sn, Ta, Nb, Pb, Zn, Hf, Nb лейкогранитов Хэнтэйской интрузии и одновременно значительном снижении в них содержаний Sr и Ba и значений K/Rb отношения относительно лейкогранитов Бага-Хэнтэйского плутона. Формирование Хэнтэйской интрузии сопровождается более интенсивным накоплением в амазонит-альбитовых гранитах поздней фазы F, Li, Rb, Cs, Sn, Ta, Nb, Be, элементов, образующих концентрированную минерализацию (рисунок). Установлены также определенные различия в уровне их содержаний в редкометалльных гранитах в различных частях раннемезозойского ареала. В его периферической зоне, где формировались довольно крупные и глубоко дифференцированные массивы (Жанчивланский, Бага-Газрынский и др.), Li-F граниты максимально обогащены литофильными элементами, которые накапливаются при магматической дифференциации в поздних фазах. Этот процесс мог играть значительную роль при формировании потенциально рудоносных в отношении Sn, Ta, Li, W гранитов. Концентрирование этих элементов в редкометалльных гранитах Хэнтэйской интрузии проявлено в значительно меньшей степени, тогда как они в большей мере обогащены высокозарядными элементами Zr, Hf, Nb, Th, Zn, что может указывать на вероятный глубинный источник накопления этих элементов.

Гранитоиды раннемезозойского магматического ареала Монголии интенсивно формировались после закрытия Монголо-Охотского океана, когда происходило образование крупных плутонов известково-щелочного магматизма и интрузий редкометалльных гранитов во внутри-

плитных геодинамических условиях в различных частях ареала. Сравнительные геохимические данные свидетельствуют, что процесс корового анатексиса с образованием крупных многофазных массивов не может определять выплавление магм с геохимическими характеристиками редкометалльных Li-F гранитов. Предлагаемый механизм формирования редкометалльных магм связывается с образованием CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-F-содержащих флюидов в результате воздействия мантийного диапира на породы, претерпевшие гранулитовый метаморфизм в условиях низких давлений с разрушением остаточных гидроксилсодержащих (слюды) минералов [4]. Доля участия вещества флюида в гранитных расплавах последовательно возрастает при низких степенях плавления корового протолита и приводит к формированию наиболее богатых F, Li, Rb, Zr, Hf, Nb и Th гранитных магм.

Установлено, что редкометалльные Li-F граниты на территории Монголии формировались в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма, включая его «ядро» (Бага-Хэнтейский плутон), где граниты Хэнтейской интрузии имеют близкий с ним возраст. Редкометалльные граниты в периферической зоне указанного ареала по сравнению с их аналогами в Бага-Хэнтее в большей степени обогащены элементами (Li, Rb, Sn, Ta, F), которые интенсивно накапливаются в процессе флюидно-магматической дифференциации и нередко содержат концентрированную редкометалльную минерализацию. Это подтверждает большую перспективность рифтового обрамления батолитов в отношении генетической связи оруденения и магматизма. Граниты Хэнтейской интрузии в центральной части ареала обогащены высокозарядными элементами, что может указывать на их более глубокий источник.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (проект № 15-17-10010) и РНФ (проект № 15-05-02772).

- [1] Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 401–429.
- [2] Антипин В.С., Перепелов А.Б. Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайкалья // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 386–398.
- [3] Антипин В.С., Одгэрэл Д. Абдар- Хошутулинская интрузивно-дайковая серия: эволюция и условия образования гранитоидов различных геохимических типов в раннемезозойском ареале магматизма (Центральная Монголия) // Петрология. 2016. Т. 24, № 5. С. 537–553.
- [4] Antipin V., Gerel O., Perepelov A. et al. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization // Journal of Geosciences. 2016. V. 61. P. 105–125.



## МЕЗОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЧИКОЙ-ХИЛОКСКОЙ РИФТОГЕННОЙ ВПАДИНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СВЯЗАННОЕ С НИМ ФЛЮОРИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Р.А. Бадмацыренова<sup>1,2</sup>, А.М. Санжиев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, brose@gin.bscnet.ru

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Бурятский государственный университет

Территория Западного Забайкалья в позднемезозойское время подверглась активным тектономагматическим процессам с формированием многочисленных внутриконтинентальных рифтогенных межгорных впадин, выполненных продуктами внутриплитного вулканизма.

Чикой-Хилокская рифтогенная впадина является одной из крупных мезозойских континентальных структур Забайкалья. Впадина протягивается в субширотном направлении более чем на 150 км вдоль среднего течения р. Хилок. На севере она ограничена выступом Заганского хребта, а на юге – поднятиями западной части Малханского хребта, сложенными докембрийскими и палеозойскими породами. В формировании современной структуры Чикой-Хилокской впадины большую роль сыграли бортовые рифтогенные разломы, а также внутренние горстообразные поднятия, подготовившие формирование многочисленных надвигов в посленижнемеловое время [2, 3].

Краевая часть Чикой-Хилокской впадины отличается блоковым тектоническим строением и широким проявлением эпитермальной флюоритовой минерализации, процессами окварцевания и каолинизации пород [1, 5]. Флюоритовые рудопроявления приурочены к зонам глубинных и региональных разломов, ограничивающим цепи мезозойских межгорных впадин. К ним относится Новоникольское рудопроявление флюорита, расположенное в среднем течении р. Хилок, в 2–3 км к западу от одноименного поселка [1]. Рудопроявления флюоритовой формации обнаруживают тесную связь с областью мезозойской активизации, в частности с ее внутренней зоной, где соответствующие тектонические и магматические процессы были наиболее интенсивны.

Позднемезозойские вулканиты, выполняющие впадину, обнажены преимущественно на ее крыльях и относятся к хилокской свите нижнего мела. Ядро впадины сложено терригенными, нередко угленосными отложениями гусиноозерской серии нижнего мела. Вулканогенные образования представлены серией потоков и покровов (до 10) мощностью 3–15 м, нередко разделенных прослоями терригенных пород (конгломератов, песчаников, алевролитов). Суммарная мощность отложений колеблется от 400 до 1500 м.

По составу среди вулканитов выделяются трахибазальты и трахидолеритобазальты. Трахибазальты – самые распространенные породы в составе хилокской свиты. Среди них выделяются афировые, порфиоровые, мелко-, средне-, крупнолейстовые, плагиоклаз-пироксеновые разновидности. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз ( $An_{20-30}$ ), реже пироксен (авгит). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, часто с оторочками калиевого полевого шпата, а также клинопироксеном, магнетитом, фторapatитом, титаномагнетитом, хлоритизированным стеклом. Трахидолеритобазальты слагают преимущественно центральные части потоков лав, а также субвулканические тела и отличаются от трахибазальтов более высокой степенью раскристаллизации минералов.

Породы Оборской и Шанагинской вулканотектонических структур соответствуют субщелочной высокоглиноземистой калинатровой вулканической серии трахибазальт-шошонит-латитового ряда, которая образовалась из исходной магмы щелочно-базальтового состава. Повышенная щелочность пород обусловлена высоким содержанием  $K_2O$ , количество которого здесь достигает 3 %. Величина коэффициента агапайности  $K_a < 1$  свидетельствует об отсутствии среди пород типичных щелочных разновидностей. Низкая магнезиальность пород ( $mg=35-43$ ), невысокие содержания Ni, Co, Gr позволяют рассматривать вулканиты как продукты дифференциации базаль-

товой магмы. Отношение  $Ni/Co < 2$  указывает на принадлежность расплавов к продуктам малоглубинной дифференциации мантийных магм в промежуточном очаге [4]. Выполненные пересчеты составов вулканитов по системе SIPW указывают на то, что они принадлежат преимущественно к Ne (Ne – 3.7–7.7 %) – Ну (0.9–14.3 %) – нормативным разностям. Геохимические характеристики пород ЧХВ соответствуют особенностям позднемезозойского внутриплитного магматизма рифтовых зон [3].

- [1] Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.
- [2] Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климук В.С., Пономарчук В.А., Травин А.В. Состав и возраст (Ag/Ag) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 4. С. 583–591.
- [3] Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Антипин В.С., Горегляд А.В., Воронцов А.А., Байкин Д.Н., Никифоров А.В. Внутриконтинентальный магматизм как индикатор процессов образования Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 4. С. 557–563.
- [4] Когарко Л.Н. Отношение  $Ni/Co$  – индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия. 1973. № 10. С. 53–71.
- [5] Очиров Ц.О., Булнаев К.Б., Доржиев В.С., Турунхаев В.И., Цырендоржиев Ц.Ц. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1965. 208 с.



## ГЕОХИМИЯ КУМУЛЯТИВНОГО КОМПЛЕКСА ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА: ФОРМИРОВАНИЕ В ПРЕДДУГОВОЙ ОБСТАНОВКЕ

В.А. Беляев<sup>1</sup>, М.А. Горнова<sup>1</sup>, А.Я. Медведев<sup>1</sup>, К.-Л. Ванг<sup>2</sup>,  
А.А. Каримов<sup>1</sup>, С.И. Дриль<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика

Офиолитовые комплексы Восточного Саяна [1] формировались в Дунжугурской островной дуге 1020–1040 млн лет назад и в виде единого покрова были обдуцированы на раннедокембрийскую Гарганскую глыбу [2, 3]. Офиолиты прорываются или окружены тоналитами сумсунурского комплекса с возрастом 790 млн лет [2]. Ранее в офиолитах были выявлены все члены офиолитового разреза, установлено присутствие бонинитовых вулканитов и даек и сделан вывод о формировании офиолитов в обстановке юной островной дуги [1, 2, 6].

Нами исследованы фрагменты восточной части офиолитового покрова – Оспинский, Ильчирский массивы. Кумуляты этих массивов представлены гарцбургитами, верлитами, ортопироксенитами, вебстеритами, габбро-норитами с порядком кристаллизации минералов Ol (Cr-Sp) – Орх – Срх – Pl. По сравнению с Оспинским массивом, в Ильчирском массиве преобладают пироксениты и габброиды с большим содержанием ортопироксена. Состав минералов изучен для Оспинского и Ильчирского массивов; вследствие метаморфизма эпидот-амфиболитовой (местами амфиболитовой) фации из магматических минералов сохранились только клинопироксен и Cr-шпинель. Клинопироксен в пироксенитах Оспинского и Ильчирского массивов представлен диопсидом с 1.0–2.5 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.05–0.20 % TiO<sub>2</sub>, Mg#=87–93; подобный состав Срх характерен для низко-Ti кумулятов офиолитовых комплексов Троодос [8] и Тринити [7]. Во многих породах присутствует метаморфический клинопироксен, слагающий каймы по магматическому Срх и самостоятельные агрегаты; метаморфический клинопироксен содержит <0.5 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и <0.2 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и часто обладает высокой Mg#=92–96. Центры Cr-шпинели имеют низкое содержание TiO<sub>2</sub> (<0.3 %), но различную хромистость в верлитах и пироксенитах Оспинского (Cr#=53–65) и Ильчирского (Cr#=77–81) массивов. По-видимому, различная хромистость Cr-шпинели указывает на кристаллизацию из разных расплавов: более высоко-Cr# – из бонинитовых, а умеренно-Cr# – из островодужных толеитовых, что согласуется с составом Cr-шпинелидов из бонинитов и примитивных островодужных толеитов офиолитовых комплексов [5, 11]. По краям шпинели окружены метаморфической каймой хроммагнетита. Идиоморфная форма Cr-шпинели и повышенное содержание TiO<sub>2</sub> (~0.05–0.20 %) в некоторых гарцбургитах Ильчирского массива указывает на их кумулятивное происхождение. Кумуляты обоих массивов характеризуются высокими содержаниями MgO (9–42 %) и низкими – TiO<sub>2</sub> (в основном <0.1 %). Пироксениты и габброиды обеднены несовместимыми элементами с HREE на уровне 0.3–1.0 содержаний в примитивной мантии. Содержания несовместимых элементов контролируются содержанием Срх в породе. В Оспинском массиве пироксениты и часть габбро-норитов обладают легким обеднением LREE или плоским спектром REE, минимумами Nb, Zr, Hf, габброиды – максимумами Pb, Sr. Ряд габбро-норитов показывает U-образные редкоземельные спектры; в пегматоидных и переходных к долеритам разностях отмечено обогащение LREE и увеличение содержаний несовместимых элементов с HREE на уровне 2–3 примитивной мантии. В подчиненном количестве породы с недифференцированным или обедненным спектром REE присутствуют в Ильчирском массиве. Здесь, однако, преобладающая часть кумулятов имеет дифференцированные мультиэлементные спектры с обогащением LREE, минимумы Nb и Ti (хотя и при больших содержаниях Nb), максимумы Pb, отсутствие значительных аномалий Zr-Hf.

В Ильчирском массиве с ультраосновными – основными кумулятами ассоциируют метавулканиты – бониниты, андезиты и островодужные толеиты (IAT). Бониниты содержат вкрап-

ленники клинопироксена ( $Mg\#=77-88$ ,  $Al_2O_3=1.0-2.5\%$ ,  $TiO_2=0.07-0.27\%$ ) и Ст-шпинели ( $Cr\#=80$ ,  $TiO_2=0.25\%$ ). В IAT и андезитах первичные магматические минералы не сохранились. Бониниты и андезиты ( $56.9-59.6\% SiO_2$ ,  $7.1-10.7\% MgO$ ,  $Mg\# 60.0-73.7$ ) обладают низким содержанием  $TiO_2$  ( $0.27-0.34\%$ ), дифференцированным спектром REE с обогащением LREE и низким уровнем HREE, минимумами Nb, Ti и максимумами Pb, Sr. IAT представлены андезибазальтами ( $51-55\% SiO_2$ ,  $5.0-8.2\% MgO$ ,  $Mg\# 43-49$ ) и имеют содержания  $TiO_2$   $0.85-1.35\%$ , что можно объяснить накоплением  $TiO_2$  вследствие магматической дифференциации, свойственной островодужным толеитовым сериям. IAT показывают недифференцированный спектр или слабое обеднение LREE с содержаниями HREE большими, чем в бонинитах, минимум Nb, слабые минимумы Zr, Hf и максимумы Pb, Sr. Редкоэлементная систематика бонинитов и IAT близка соответствующим сериям офиолитовых комплексов, например рассмотренным в [10]. Бониниты и IAT скорее всего являлись исходными магмами, из которых кристаллизовались кумуляты Ильчирского и Оспинского массивов. Минералогия Срх, Ст-шпинели, и систематика LREE-HFSE кумулятивных пород указывает на их кристаллизацию из бонинитовых (обогащенные LREE) и островодужных толеитовых (обеднение LREE) магм.

Изучена Nd-Sr систематика кумулятов (Оспинский, Ильчирский массив) и вулканитов (Ильчирский массив). Rb-Sr изотопная система нарушена в большинстве изученных образцов в результате метаморфизма. Вебстериты имеют меньшие содержания Sr ( $4-30$  ppm) и показывают большие, вероятно нарушенные при метаморфизме, отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr_{изм.}$  ( $0.7074-0.7094$ ), в то время как габбро-нориты с более высокими содержаниями Sr ( $100-270$  ppm) имеют меньшие отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr_{изм.}$  ( $0.7052-0.7063$ ).  $^{87}Sr/^{86}Sr_{изм.}$  в вулканитах Ильчирского массива варьируется от  $0.705-0.706$  в IAT до  $0.7054$  в андезите и  $0.7128$  в бонините.  $\epsilon Nd$  для изученных проб пересчитан на  $1020$  Ma – возраст внедрения плагиогранитов в Дунжугурском массиве и предполагаемый возраст формирования офиолитов Оспинского и Ильчирского массивов. В Оспинском массиве габбро-норит, обедненный LREE, имеет  $\epsilon Nd(1020 Ma)=+4.3$  – наиболее высокое значение среди изученных проб (для деплетированной мантии с возрастом  $1020$  Ma  $\epsilon Nd=+7.8$ ). Три образца габбро-норитов, слегка обогащенных LREE, показывают  $\epsilon Nd(1020)=+0.2...+0.8$ . В Ильчирском массиве габбро-норит, обедненный LREE, имеет  $\epsilon Nd(1020)=+2.1$ . По Nd-изотопным характеристикам ему близки IAT Ильчирского массива с  $\epsilon Nd(1020)=+2.3...+2.7$ . Можно предполагать, что обедненные LREE габбро-нориты Оспинского и Ильчирского массивов кристаллизовались из IAT-расплавов. В обогащенных LREE габбро-норитах Ильчирского массива  $\epsilon Nd(1020)=-0.6...-2.0$ , в обогащенных LREE вебстеритах  $\epsilon Nd(1020)=0...-2.3$ . В этом массиве бонинит имеет  $\epsilon Nd(1020)=-0.1$ , андезит –  $+0.5$ . Обогащенные LREE кумуляты Ильчирского и Оспинского массивов кристаллизовались из бонинитовых расплавов. Полученные данные согласуются с Nd-изотопной систематикой лав и даек преимущественно андезитового и бонинитового состава, а также габбро Дунжугурского массива, которые обладают  $\epsilon Nd(1020)$  в интервале  $-1.0...+2.8$  [6]. Как показали авторы, для бонинитов впервые установлены отрицательные значения  $\epsilon Nd(T)$ . Столь обогащенные Nd-изотопные характеристики можно объяснить значительным вкладом субдукционного компонента, вероятнее всего расплава субдуцировавших осадков, в область магмогенерации. Это установлено, в частности, для бонинитов Папуа – Новой Гвинеи [10]. В случае офиолитов Восточного Саяна, формировавшихся в Дунжугурской островной дуге, предполагается субдукция океанической коры со стороны Гарганской глыбы под островную дугу [2]. По данным [4, 6], раннедокембрийские гнейсы Гарганской глыбы характеризуются  $\epsilon Nd(1020)=-18.2...-28.0$ . Вероятно, в момент образования офиолитов происходила эрозия этих раннедокембрийских гнейсов, снос осадков с Гарганской глыбы и их субдукция под Дунжугурскую дугу.

Современные модели предполагают формирование ряда супрасубдукционных офиолитов при зарождении зон субдукции и последовательной эволюции магматизма от островодужных толеитов (или преддуговых базальтов, FAB) к бонинитам. В дальнейшем эти зоны становятся преддуговыми областями (как преддуговая область Идзу-Бонин-Марианской дуги), а при закрытии океанических бассейнов включаются в состав складчатых поясов в виде офиолитов с эволюцией магматизма от IAT к бонинитам (примеры – массивы Троодос, Баер-Бассит, Кизилдаг [9]). В офиолитах Восточного Саяна, вероятно, зафиксирован подобный процесс смены IAT и IAT-кумулятов бонинитами и бонинитовыми кумулятами по мере прогрессивного частичного плавления мантийного клина и участия все более обогащенных субдукционных компонентов (в том числе расплавов осадков) на ранних стадиях развития островодужной системы.

- [1] Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
- [2] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
- [3] Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 199. P. 311–325.
- [4] Вецева С.В., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л. Геохимические и Sm-Nd изотопные характеристики неопротерозойских терригенных отложений Тувино-Монгольского массива // *ДАН*. 2008. Т. 418, № 4. С. 506–511.
- [5] Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П., Данюшевский Л.В., Кононкова Н.Н., Шимизу Н., Робинсон П. Петрология ультрамафических лав и ассоциирующих пород массива Троодос, о. Кипр // *Петрология*. 1993. Т. 1, № 4. С. 379–412.
- [6] Скляр Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 1. С. 163–180.
- [7] Ceuleneer G., Le Sueur E. The Trinity ophiolite (California): the strange association of fertile mantle peridotite with ultra-depleted crustal cumulates // *Bulletin de la Société Géologique de France*. 2008. V. 179. P. 503–518.
- [8] Coogan L.A., Banks G.J., Gillis K.M., MacLeod C.J., Pearce J.A. Hidden melting signatures recorded in the Troodos ophiolite plutonic suite: evidence for widespread generation of depleted melts and intra-crustal melt aggregation // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2003. V. 144. P. 484–505.
- [9] Dilek Y., Thy P. Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: Model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories // *Lithos*. 2009. V. 13. P. 68–87.
- [10] König S., Münker C., Schuth S., Luguet A., Hoffmann J.E., Kuduon J. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. P. 684–704.
- [11] Portnyagin M.V., Danyushevsky L.V., Kamenetsky V.S. Coexistence of two distinct mantle sources during formation of ophiolites: a case study of primitive pillow-lavas from the lowest part of the volcanic section of the Troodos Ophiolite, Cyprus // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. V. 128. P. 287–301.





## НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Г.Н. Бурмакина<sup>1</sup>, А.А. Цыганков<sup>1</sup>, В.Б. Хубанов<sup>1</sup>, В.Г. Владимиров<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gerka\_85@mail.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

В Эрзинской сдвиговой зоне выделяются несколько сближенных гранитоидных массивов и сопутствующих базитовых интрузий [1]. Такой масштабный гранитоидный магматизм связан с массовым плавлением нижней части земной коры, подтверждением чего являются базитовые интрузии и комбинированные дайки. При этом возраст комбинированных даек предполагался близким к гранитоидам на основании геологических взаимоотношений. С целью изотопно-геохронологического обоснования этого нами проведены дополнительные исследования, которые свидетельствуют о более сложной истории формирования гранитоидов и связанных с ними комбинированных даек.

Нами были детально исследованы и опробованы два объекта: 1) комбинированная базит-гранитная дайка (минглинг-дайка) в обрамлении Матутского массива и вмещающие граниты; 2) комбинированная дайка и вмещающие гранитоиды Матутского массива (г. Тавыт-Даг).

Изученные дайки различаются по морфологии и внутреннему строению. Дайка 1-го типа (обрамление Матутского массива) представляет собой крутопадающее «плитообразное» тело мощностью около 5 м. Центральная часть дайки, составляющая не менее 2/3 ее общего объема, сложена базитовым материалом, расчлененным на отдельные пиллоуподобные образования лейкогранитными «жилами». Краевые зоны дайки (мощностью до 45 см) салические с большим количеством мелких базитовых включений (гибридная порода), количество которых быстро убывает в сторону контакта с вмещающими породами. Последние представлены параавтохтонными гранитами эрзинского комплекса, контакты с ними резкие, секущие гнейсовидность почти под прямым углом. Базитовые глобулы, размером от первых сантиметров до 0.5 м, имеют преимущественно удлинено-овальную форму с фестончатыми краями. Иногда наблюдаются зоны закалки, что в совокупности свидетельствует о сосуществовании двух жидкостей с разной температурой и вязкостью. Нередко между салической и базитовой составляющими дайки наблюдается зона гибридизации.

Дайка 2-го типа отличается, прежде всего, внутренним строением. Эта дайка на 90–95 % сложена базитовым материалом, который пронизан тонкими субпараллельными (видно в поперечном сечении) гранитоидными прожилками – «сетчатая структура» [2]. Видимая протяженность дайки 14 м, мощность 4.5–5.0 м, падение крутое – около 80°, на контакте с вмещающими гранитами наблюдается гибридная порода мощностью от 2–3 до 6–8 см. Вмещающими породами рассматриваемой дайки являются порфириовидные (Kfs) граниты Матутского массива, который относится также к Эрзинскому комплексу.

Минералого-петрографические характеристики исследуемых даек заметно различаются. Базиты из дайки первого типа (обрамление Матутского массива) представляют собой темные, почти черные афировые породы с микродиабазовой структурой, сложенные плагиоклазом (60–65 об. %), *Amph* до 10 об. %, *Bt* (3–4 об. %), на долю пироксена приходится 5–6 об. %, *Kfs* не превышает первых об. %. Количество аксессуарных минералов достигает 7–8 об. %: магнетит, апатит, титанит, редко циркон.

Состав салической части отвечает лейкогранитам: *Kfs* 35–40 об. %, *Pl* – 20–30 об. %, *Qtz* ≈ 35 об. %; темноцветные минералы представлены биотитом (4 об. %). Аксессуарные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон (2 об. %).

Гибридные породы, характерные для дайки первого типа, по минералогическому составу отвечают монцонитам: *Pl* (59–66 об. %), *Kfs* (15–28 об. %), темноцветные минералы представ-

лены биотитом, амфиболом (в среднем 19–20 об. %), содержание кварца варьируется от 3 до 5 об. %. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон. Мафические включения в гибридных породах петрографически практически не отличаются от базитов ее центральной части.

Вмещающие дайку граниты по составу соответствуют низкощелочным лейкогранитам, сложенным калиевым полевым шпатом (20–40 %), кислым плагиоклазом (10–30 %) и кварцем (30–40 %) с примесью щелочного амфибола и пироксена (1–6 %), акцессорные минералы – апатит, титанит, магнетит, циркон.

Базитовая составляющая дайки 2-го типа (г. Тавыт-Даг) характеризуется порфирированной структурой ( $Pl \pm Amph$ ). Рассматриваемые породы сложены плагиоклазом (57–61 об. %), темноцветными минералами ( $Amph, Bt, \pm Cpx$ ) – в сумме до 19 об. %, при этом амфибол, как правило, преобладает над биотитом, а доля пироксена не превышает 1 %, содержание  $Qtz$  достигает 3 об. %.

Салические прожилки сложены мелкозернистым гранитом:  $Pl$  32–37 об. %,  $Kfs$  27–35 об. %,  $Qtz \approx 30$  об. %; единственный темноцветный минерал – биотит (до 2 об. %), изредка встречается амфибол. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон.

Граниты Матутского массива сложены калиевым полевым шпатом (30–50 %), плагиоклазом (10–30 %) и кварцем (30–40 %) с примесью слюды (биотит – 1.0–1.5 %) и амфибола (единичные зерна). Содержание акцессорных минералов не превышает 0.5 об. %.

Возраст комбинированной базит-гранитной дайки (минглинг-дайка) в Матутском гранитном массиве (г. Тавыт-Даг) был получен по всем исследуемым породам: для базитов =  $494.8 \pm 5.4$  Ма, возраст кислой составляющей оценивается в  $489.7 \pm 7$  Ма и по гранитам Уходакского массива –  $509 \pm 4$  Ма. С учетом ошибки определения, полученные нами значения возраста по комбинированной дайке одинаковы. Возраст гранитного массива немного древнее, что свидетельствует о внедрении дайки после становления гранитоидного массива. Полученные новые геохронологические данные не противоречат полученным ранее результатам [2], а также согласуются с геологическими данными.

Ситуация с комбинированной дайкой в обрамлении Матутского массива не однозначна. Во-первых, возраст гранитов (вмещающих комбинированную дайку) соответствует не кембрию, как считалось ранее [3], а неопротерозою. При этом получен широкий диапазон значений возраста – от 704 до 899 Ма, анализированные точки распределены вдоль конкордии. Можно предположить, что такой разброс значений обусловлен потерей радиогенного Pb. С большой долей уверенности можно утверждать, что рассматриваемый массив значительно древнее Матутского плутона. Из комбинированной дайки удалось выделить цирконы для датирования только из салической составляющей. В результате исследования также получен большой разброс значений возраста – от 705 до 855 Ма, который коррелирует с вмещающими гранитами. На этом основании можно предположить, что формирование комбинированных даек также происходило вслед за формированием Матутского массива и соответственно они испытали термальное воздействие, что привело к потере радиогенного Pb.

Как отмечалось ранее, граниты относятся к единому Эрзинскому комплексу, полученные петрохимические данные не согласуются с этим предположением.

По геохимическим данным граниты различаются. Граниты г. Тавыт-Дак соответствуют ультращелочным гранитам, содержание  $SiO_2$  в которых составляет 68.0–70.5 мас. %, при общей щелочности ( $Na_2O + K_2O$ ) 8.50–8.67 мас. %, тогда как граниты Матутского массива отвечают низкощелочным лейкогранитам с вариациями  $SiO_2$  от 72.0 до 74.8, а суммы щелочей – 5.2 мас. %. Состав однотипных пород из комбинированных даек также значительно отличается. В дайке первого типа: основная масса отвечают габбродиоритам, кислая – лейкогранитам. В Матутском плутоне базитовая часть комбинированной дайки по составу отвечает монцогаббродиоритам, салическая – гранитам нормальной щелочности.

Таким образом, выявленные петрогеохимические различия состава исследуемых пород согласуются с новыми геохронологическими данными. Трудно было бы ожидать полного сходства состава гранитов и комбинированных даек, разделенных во временном интервале более 200 Ма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ-Сибирь (проект № 15-45-04208), РФФИ\_мол (проект № 15-35-20815).

[1] Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизивно-сдвиговые деформации Западного Саяна (ЮВ Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012. 18 с.

- [2] Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А., Васюкова Е.А. Тектоническая позиция минглинг-даек в аккреционно-коллизонной системе ранних каледонид Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 3. С. 289–310 с.
- [3] Козаков И.К. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 491–511.



## **ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ТИХООКЕАНСКИЙ ТИП ОКРАИН**

**М.М. Буслов, Е.С. Рубанова, А.В. Куликова, М.А. Абилдаева**

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

Позднепалеозойские сдвиговые деформации преобладают в структуре Центральной Азии [1]. Они формируют коллажи коллизионных террейнов, образованные в позднем девоне – раннем карбоне и позднем карбоне – перми. В позднем девоне – раннем карбоне произошло столкновение Казахстанско-Байкальского составного континента, включающего континентальные блоки Гондваны, с Сибирским континентом, что привело к формированию Центрально-Азиатского складчатого пояса в составе Северо-Азиатского континента. В позднем карбоне – перми Восточно-Европейский континент столкнулся с Северо-Азиатским континентом. В результате этой коллизии южная часть вендско-палеозойской окраины Сибирского континента и весь Казахстанско-Байкальский составной континент были разделены сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, в которых сохранены фрагменты венд-палеозойской истории формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса [2–4]. В пределах Казахстанско-Байкальского составного континента распознаются фрагменты островных дуг, докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванского типа (Кокчетавский, Иссык-Кульский, Тувино-Монгольский и др.), фрагменты аккреционно-коллизионных структур, включающих образования палеосубдукционных зон и аккреционных призм. Субдукция докембрийских блоков Гондваны в венде – кембрии под Казахстанско-Тувино-Монгольскую островную дугу и их ордовикская коллизия привели к формированию составного Казахстанско-Байкальского континента (Казахстан, южная часть Алтае-Саянской области, Тува, Байкальский регион, Монголия и Северный Китай).

На территории Алтае-Саянского региона Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская среднепозднепалеозойская сутурно-сдвиговая зона отделяет Казахстанско-Байкальский составной континент от окраинно-континентальных образований Сибирского континента. В строении сутурно-сдвиговой зоны принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры, ордовикские голубые сланцы и ордовикские турбидиты. Сутурно-сдвиговая зона, разделенная поперечными сдвигами, прослеживается на расстоянии более чем 1500 км в Алтае-Саянской области и имеет продолжение в Джунгарии и Восточном Казахстане, представляя совместно фрагменты Обь-Зайсанского океана. Наиболее ярко проявились поперечные сдвиги позднекарбонново-пермской и позднепермско-раннетриасовой коллизий Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов, которые сильно усложнили структурный рисунок предыдущих тектонических событий. К числу таких сдвигов относится зона Чарского разлома, которая включает многочисленные террейны различной геодинамической природы, в том числе офиолитовые и субдукционные, на основании которых она рассмотрена, ошибочно, как меридиональная сутурная зона Обь-Зайсанского океана, разделяющая Казахстанский и Сибирский континенты.

Наличие среднепозднепалеозойской сутурно-сдвиговой зоны субширотного простираения ставит под сомнение многочисленные тектонические и геодинамические построения, в которых зональность вендско-палеозойских складчатых поясов рассматривается относительно Сибирского континента. Такая зональность сохранилась только в северной части Алтае-Саянской области и, вероятно, в восточной части фундамента Западно-Сибирского бассейна.

Вендско-палеозойские окраинно-континентальные образования западной части Сибирского континента представлены вендско-кембрийской Кузнецко-Алтайско-Салаирской остров-

ной дугой, комплексами пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбонатовой активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты вендско-раннеордовикской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических плато, поднятий и островов [2–12]. Островодужная система имеет в целом субмеридиональное простирание и протягивается на расстояние более 1000 км от монгольско-российской границы на юге до г. Томска на севере и далее перекрывается осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты. В современной структуре аккреционно-коллизийный комплекс и турбидиты преддугового прогиба островной дуги перекрыты мощными до многих километров среднеордовикско-раннедевонским осадочным чехлом пассивной окраины и вулканогенно-осадочными образованиями девонской активной окраины и совместно интенсивно нарушенными позднепалеозойскими сдвигами и надвигами.

Для Кузнецко-Алтайско-Салаирской островодужной системы для ранних стадий (венд – ранний кембрий) характерен толеит-бонинитовый тип магматизма (типа Бонинских островов, Марианской дуги, дуги Тонга), для поздних стадий (кембрий – ранний ордовик) – известково-щелочной и редкощелочной магматизм зрелых дуг (типа Японской, Курильской, Камчатской дуг) [5–8].

На Горном Алтае и Салаире океаническая плита Палеоазиатского океана представлена в меньшей мере фрагментами офиолитов, а в большей мере крупными блоками палеосимаунтов. Комплексы пород палеосимаунтов сформированы классическим набором пород: пиллоу-лавами, лава-брекчиями и интрузивными телами основного магматического поднятия, ассоциирующими с ними кремнистыми, кремнисто-терригенно-карбонатными осадками склоновых фаций и карбонатными осадками палеоостровной «шапки». Самые древние из них, вендский Баратальский палеосимаунт на юге Горного Алтая и поздневендско-раннекембрийский Катунский палеосимаунт на северо-востоке Горного Алтая, протягиваются вдоль островодужной системы. Более молодые кембрийско-раннеордовикские фрагменты океанической коры (офиолиты и палеосимаунты) выведены на поверхность позднепалеозойскими надвигами (Каимским и др.) в северной части Горного Алтая (засурьинская, каимская и др. свиты).

Важными геолого-геодинамическими закономерностями формирования Алтае-Саянской складчатой области являются: 1) пространственное расположение разновозрастных палеосимаунтов в аккреционных призмах Кузнецко-Алтайско-Салаирской островной дуги, характеризующих эволюцию горячей точки, прожигающей литосферу Палеоазиатского океана в венде – раннем ордовике, 2) смена геодинамического режима активной окраины на пассивную окраину в раннем ордовике, 3) проявление на Батеневском кряже и в Хакасии внутриплитного ордовикского магматизма в тыловой части отмершей Кузнецко-Алтайско-Салаирской островодужной системы. Для объяснения указанных закономерностей нами предлагается геодинамическая модель погружения зоны срединно-океанического спрединга и, возможно, горячей точки, в зону субдукции с формированием над ней ордовикского, а также, возможно, силурийско-раннедевонского внутриплитного магматического поля на восточном склоне Кузнецкого Алатау, Батеневском кряже и в Хакасии. Данная геодинамическая обстановка характерна для восточной активной окраины Тихого океана. К этому следует добавить широкое распространение среднеордовикско-раннесилурийских (470–430 млн лет) магматических детритовых цирконов в разновозрастных отложениях пассивной окраины. Наряду с этим, среднепалеозойские отложения содержат в большом количестве детритовые магматические цирконы с возрастом 650–470 млн лет, характеризующие интервал проявления магматической деятельности венд-раннеордовикской Кузнецко-Алтайско-Салаирской островодужной дуги. Магматические цирконы данного возрастного интервала так же широко представлены в турбидитах глубоководного желоба и преддугового прогиба, что свидетельствует об отсутствии в крупной аккреционно-коллизийной системе Кузнецко-Алтайско-Салаирской островодужной системы древних блоков континентальной коры, характерных для Казахстанско-Байкальского составного континента.

Таким образом, венд-раннеордовикская Кузнецко-Алтайско-Салаирская островодужная система с характерным магматизмом толеит-бонинитового и известково-щелочного типа, ее аккреционный комплекс с фрагментами палеоокеанических островов, офиолитов, олистостром, турбидитов глубоководного желоба и высокобарических пород, кембрийско-раннесилурийские магматические комплексы, характеризующие погружение зоны срединно-океанического спрединга и, возможно, горячей точки, в зону субдукции, представлены на Горном Алтае и Салаире, что позволяет реконструировать детали палеогеодинамических процессов формирования вендско-раннепалеозойской активной окраины Сибирского континента, которая развивалась по

аналогии с окраинами Тихоокеанской плиты. Южнее Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны развиты геодинамические комплексы пород Казахстанско-Байкальского составного континента, характерные для Индо-Австралийской плиты.

Работа выполнена в рамках научно-исследовательской программы ИГМ СО РАН и гранта РФФИ (проект 16-35-00108).

- [1] Буслов М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 3. С. 641–665.
- [2] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
- [3] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
- [4] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1628.
- [5] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
- [6] Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // International Geology Review. 1995. V. 37, № 4. P. 335–360.
- [7] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 182–199.
- [8] Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционногклина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 82–93.
- [9] Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu., Iwata K., Travin A.V. A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. 2002. V. 5. P. 781–800.
- [10] 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.
- [11] Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. 2004. V. 7, № 3. P. 771–790.
- [12] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 952–967.



## ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ БУРИНДИНСКОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АРГУНСКОГО ТЕРРЕЙНА)

И.В. Бучко<sup>1</sup>, А.А. Сорокин<sup>1</sup>, В.А. Пономарчук<sup>2</sup>, А.В. Травин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ponomar@igm.nsc.ru

Северо-восточная окраина Аргунского террейна, обращенная в сторону Монголо-Охотского складчатого пояса, является ареной проявления широкомасштабного проявления мезозойского магматизма. Здесь же представлены многочисленные и разнообразные по своему составу месторождения и рудопроявления цветных, редких и благородных металлов (Покровское, Пионер, Буринда, Боргуликан, Тыгдинское, Ельничное, Прогнозное и др.). Несмотря на то, что большинство исследователей (см. обзор в [1]) предполагает, что главной эпохой рудообразования в пределах рассматриваемого региона является мезозойская, вопросы связи месторождений с конкретными магматическими комплексами и тектоническими событиями остаются нерешенными. Эта неопределенность существенно тормозит развитие представлений об общей истории формирования Аргунского террейна и месте процессов рудообразования в этой истории.

В данном сообщении представлены первые сведения о возрасте Буриндинского золото-серебряного месторождения, расположенного в северо-восточной части Аргунского террейна в верховьях р. Буринда (левый приток р. Амур) и являющегося одним из наиболее известных в Приамурье.

На месторождении выявлена серия кварцевых, карбонат-кварцевых и кварц-карбонатных жил мощностью от 0.2 м до 26 м с золото-серебряным оруденением, приуроченных к тектоническим зонам в раннемеловых андезитах, трахиандезитах талданского вулканического комплекса [2]. Простираение рудных тел в основном северо-восточное и близмеридиональное, реже – субширотное [2]. Падение жил преимущественно крутое до вертикального, юго-восточное и восточное. В ряде случаев жилы выполаживаются с глубиной, что может свидетельствовать о наличии пологонаклонных разрывов в вулканическом покрове. Протяженность рудных тел колеблется от десятков метров до 1160 м, по падению они прослежены до 360 м [2]. Минеральный состав руд беден. Вместе с золотом в рудах в незначительных количествах присутствует галенит, сфалерит, аргентит, пираргирит, халькопирит, самородное серебро и минералы группы блеклых руд [2].

Вмещающие вулканические породы в пределах месторождения практически повсеместно преобразованы гидротермально-метасоматическими процессами (гематитизация, пропилитизация, окварцевание, карбонатизация). По существующим представлениям [2], в завершающую стадию гидротермального процесса на фоне интенсивных тектонических движений, проявилось дробление и брекчирование жильных образований с цементацией их кварц-анкеритовым (часто с биотитом) материалом. При этом данные брекчии являются безрудными.

Для установления возраста гидротермальных процессов нами были проведены геохронологические (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar метод) исследования минералов, выделенных из рудных метасоматитов и кварц-анкеритового материала, цементирующего брекчии. Выделение монофазий выполнено вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25–0.15 мм измельченного образца в ИГиП ДВО РАН (г. Благовещенск). Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5 % в размере образца. Холостой опыт по определению <sup>40</sup>Ar (10 мин при 1200 °С) не превышал 5×10<sup>-10</sup> нсм<sup>3</sup>. Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерен на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (Англия) в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по методике, опубликованной в [3].

Результаты исследований сводятся к следующему:

1. Возраст полевого шпата из ожелезненных пропилитов по андезитам талданского вулканического комплекса (обр. 9-97) составляет  $128 \pm 2$  млн лет (плато 66 % выделенного аргона).

2. Возраст полевого шпата из ожелезненных пропилитов по андезитам талданского вулканического комплекса (обр. 101-46) составляет  $126 \pm 2$  млн лет (4–9 ступени, 28 % выделенного аргона).

3. Возраст биотита из кварц-анкеритового материала, цементирующего брекчии (обр. 237-47) составляет  $119 \pm 2$  млн лет (плато 87 % выделенного аргона).

Эти данные свидетельствуют о том, что возраст гидротермальных рудных метасоматитов месторождения Буринда может быть оценен в интервале 126–128 млн лет, а возраст цемента брекчий ~119 млн лет. Возраст гидротермальных рудных метасоматитов месторождения Буринда соответствует возрасту вулканических пород талданского вулканического комплекса (127–123 млн лет [4]), по которым и развиты метасоматиты. В этой связи мы полагаем, что формирование золото-серебряного месторождения Буринда связано гидротермальными процессами на заключительных этапах становления указанного комплекса. Возраст биотита из кварц-анкеритового материала, цементирующего брекчии по рудным телам месторождения Буринда составляет ~119 млн лет. С учетом того, что эти брекчии являются безрудными, полученное значение отражает возраст наложенного (пост-рудного) процесса.

В заключение представляется важным обратить внимание на то, что оруденение золото-серебряного месторождения Буринда имеет несколько более древний (~126–128 млн лет) возраст, чем другие рудные объекты северо-восточной части Аргунского террейна. Так возраст молибден-медно-порфирирового с золотом месторождения Боргуликан оценивается в ~123–122 млн лет [5], а медно-порфирирового с золотом рудопроявления Елна ~122–117 млн лет [6].

- [1] *Эйриш Л.В.* Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
- [2] *Козырев С.К.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Зейская серия. Лист N-51-XXIII (Невер), N-51-XXIX (Осежино) / Ред. В.Е. Чепыгин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
- [3] *Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В. и др.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*. 2009. № 11. С. 1181–1199.
- [4] *Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.* Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2004. Т. 12, № 6. С. 38–54.
- [5] *Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др.* Возраст Мо-Сu-(Au)-порфирирового оруденения и магматических комплексов Боргуликанского рудного поля (Верхнее Приамурье) // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48, № 2. С. 229–237.
- [6] *Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Пономарчук В.А.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст и связь с магматизмом медно-порфирирового с золотом оруденения рудопроявления Елна (северо-восточная часть Аргунского супертеррейна) // *ДАН*. 2016 (в печати).





## ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПОРОД ВЕРХНЕЯНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

**В.А. Ванин**

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

Традиционно на территории Северного Прибайкалья формирование золоторудных месторождений связывают со становлением гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса [4, 8, 2 и др.] либо с иным глубинным магматическим источником [1], за редким исключением встречается концепция тектонометасоматических преобразований пород [7]. В настоящем сообщении рассматривается геологическое строение и золотоносность пород Верхнеянского рудного поля, на основе чего делается вывод об источниках рудного вещества.

Верхнеянское рудное поле расположено в Янской зоне [5] на границе Иркутской области и Республики Бурятия в междуречье рек Яна и Джялокан.

В геологическом строении рудного поля участвуют породы неопротерозойского и позднепалеозойского возраста. К неопротерозойским породам относятся вулканиты сыннырской свиты, возраст которых по разным оценкам составляет  $700 \pm 20$  млн лет [3],  $711.4 \pm 5.7$  млн лет [6], 767 млн лет (отчет С.И. Тарасевич, 1966 г.), габбро муйского ( $812 \pm 19$  млн лет) и таллаинского комплекса ( $635 \pm 5$ ), а также граниты с возрастом 635 и 620 млн лет (неопубликованные данные Л.А. Неймарка) предположительно таллаинского комплекса. К позднепалеозойским образованиям относятся гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса (320–275 млн лет).

К северу от территории Верхнеянского рудного поля гранитоиды и габброиды таллаинского комплекса с вулканитами сыннырской свиты и с габброидами муйского комплекса имеют интрузивный контакт. Визуально приконтактных изменений не зафиксировано. На территории рудного поля таллаинские гранитоиды с вулканитами сыннырской свиты имеют тектонический контакт. При этом контактирующие породы подвержены рассланцеванию и в редких случаях в приконтактной зоне имеют массивную текстуру. В обоих случаях между контактирующими породами формируются рудные зоны, в первом случае мощность рудных зон достигает 200 м, во втором – 2 м.

Стоит подробнее остановиться на гранитоидах конкудеро-мамаканского комплекса. Как предполагается множеством исследователей [4, 8, 2 и др.], данные гранитоиды являются источником флюидов, тепла и (или) рудного компонента для рудных объектов на рассматриваемой территории. За пределами рудного поля, в бассейнах рек Правая Мама, Горбыляк конкудеро-мамаканские граниты имеют четкие интрузивные контакты с вмещающими породами. Линия контактов сечет структурные элементы вмещающих пород, экзоконтактные изменения выражены в контактово-метасоматической проработке вмещающих пород. Мощность этих изменений редко достигает десятка сантиметров. Иногда на контакте отмечается мигматизация вмещающих пород, оторочка которой не превышает первых метров. В зоне эндоконтакта отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород. На территории рудного поля гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса с вулканитами сыннырской свиты имеют тектонический контакт. На контакте граниты имеют массивную текстуру, в то время как вулканиты метаморфизованы, катаклазированы, рассланцованы, смяты в микроскладки, обогащены кварц-карбонатными жилами и прожилками, т.е. подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям.

Верхнеянское рудное поле формировалось в условиях господства тектонических процессов, о существовании которых свидетельствует наличие во всех допалеозойских породах соответствующих текстурно-структурных особенностей: сланцеватость, кливаж, гнейсовидность, катаклиз, микроскладчатость. Интенсивность этих текстурно-структурных особенностей увеличивается по направлению к разломам, которые формируют единую мощную зону разлома на территории рудного поля. Данная зона разлома имеет С-В и Ю-В простирание, падение на се-

вер, северо-запад, под углом 80°, редко наблюдается выполаживание до 30°. Вскрытая горными выработками мощность разлома на отдельных участках достигает 1 км. Данная зона разлома на рассматриваемой территории является рудоконтролирующей. Именно к ней приурочены все выявленные на исследуемом участке рудные зоны. Разлом наложен на вулканиты сыннырской свиты, габбро таллаинского комплекса, а также на зону контакта магматических пород таллаинского и конкудеро-мамаканского комплексов с вулканитами сыннырской свиты. Зафиксированные при документации горных выработок в рудных зонах флексурные перегибы свидетельствуют о правосторонних сдвиговых смещениях по разлому.

Рудные зоны представлены катаклазитами, тектоносланцами, милонитами, кварцевыми жилами и прожилками. Катаклазиты, тектоносланцы, милониты – это динамометаморфиты однотопного серицит-кварц-карбонатного состава, в различной степени сульфидизированные. На рудопроявлении преобладают руды с прожилково-вкрапленными текстурами с рассеянной сульфидной минерализацией.

Все породы на территории Верхнеянского и Мукодекского рудных полей в той или иной степени обладают повышенным геохимическим фоном Au (14 мг/т). При этом почти 99 % частиц Au находится в тонкодисперсном (2–6 мкм) рассеянном состоянии.

В рудных зонах, сформированных по вмещающим породам, наблюдается снижение количества тонкодисперсного золота и увеличение размеров частиц металла на 10.4 %, в рудных телах – на 31.5 %. Тренд распределения золота в рудных зонах взаимосвязан с вмещающими породами. К тому же в рудных зонах сохраняется положительная корреляция содержаний золота и количества его частиц, унаследованная от вмещающих пород, т.е. происходит мобилизация золота из вмещающих пород в зону динамометаморфизма и увеличение в ней частиц металла.

Анализ всего изложенного выше приводит к следующим выводам:

- породы на территории рудного поля обладают повышенным геохимическим фоном;
- в наблюдаемых интрузивных контактах магматических образований, в том числе и конкудеро-мамаканских гранитов с вмещающими породами не зафиксировано мощных золотоносных гидротермально-метасоматических зон. Это свидетельствует о том, что данные комплексы не оказывали какого-либо значительного термального воздействия на вмещающие породы;
- мощная гидротермально-метасоматическая деятельность, а точнее динамометаморфическая – фиксируется в зонах разломов и тектонических контактов разных типов пород.

На территории Верхнеянского рудного поля и за его пределами не обнаружено каких-либо комплексов магматических тел, которые могли бы участвовать в качестве дополнительного источника тепла и флюидов при формировании рудных зон. Это позволяет полагать, что источником Au являются вмещающие породы, а динамометаморфизм – основной процесс, ответственный за мобилизацию металла в зоны разломов из вмещающих пород.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты № 16-35-60033, 16-35-00042) и РНФ (№ 16-17-10180).

- [1] Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений Южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. 2001. Т. 304, № 1. С. 182–197.
- [2] Лаверов Н.П., Чернышов 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): результаты изотопно-геохронологического изучения // ДАН. 2007. Т. 415, № 2. С. 236–241.
- [3] Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченко О.А., Комаров А.Н., Яковлева С.З., Немчин А.А., Шулешко И.К., Кориковский С.П. О раннепротерозойском – верхнерифейском возрасте пород олокитского комплекса по данным U–Pb цирконового геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 206–222.
- [4] Нефедьев М.А. О генетической связи оруденения месторождения Магнетитового-Солонго с куполовидной интрузией гранитов // Граниты и эволюция Земли. Геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы 1<sup>011</sup> Международной геологической конференции (Улан-Удэ, 26–29 августа 2008 г.). Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2008. С. 259–261.
- [5] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Ризванова Н.Г. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Геотектоника. 2009. № 4. С. 16–26.
- [6] Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.

- [7] Синцов А.В., Лобанов М.П. О генезисе рудных объектов Ленского золотоносного района // Геология и минералогия юга Сибири. Вестник Гео ИГУ. 2005. вып. 4. С. 99–109.
- [8] Чугаев А.В., Носова А.А., Абрамов С.С., Чернышев И.В., Бортников Н.С., Ларионова Ю.О., Гольцман Ю.В., Моралев Г.В., Вольфсон А.А. Раннепермский этап формирования золоторудных месторождений Северо-Восточного Забайкалья: изотопно-геохронологические (Rb–Sr и  $^{39}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}$ ) данные по Уряхскому рудному полю // ДАН. 2015. Т. 463, № 6. С. 700–704.



## ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И U/Pb ВОЗРАСТ ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ГАББРО-ДОЛЕРИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

А.Е. Верниковская<sup>1, 2</sup>, В.А. Верниковский<sup>1, 2</sup>, Н.Ю. Матушкин<sup>1, 2</sup>,  
Д.В. Метелкин<sup>1, 2</sup>, П.И. Кадильников<sup>1, 2</sup>, А.Н. Ларионов<sup>3</sup>

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

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

<sup>3</sup>Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А.П. Карпинского

Дайковые комплексы пород основного состава являются хорошими индикаторами геодинамических обстановок формирования различных тектонических структур. Как правило, такие комплексы отражают обстановки растяжения и трассируют рифтогенные структуры или формируют «дайковые рои» в литосфере от горячих точек или плюмов. Для Сибирского кратона и его складчатого обрамления подобные комплексы чрезвычайно важны, так как могут раскрыть условия и эволюцию формирования окраин этого палеоконтинента. Обсуждение этих вопросов уже неоднократно проводилось в печати, причем с различных позиций: в связи с распадом суперконтинента Родиния, взаимоотношением Сибири и Лаврентии, а также эволюцией активной континентальной окраины в западной части Сибирского кратона в неопротерозое [1–4].

В настоящем сообщении приводятся данные геолого-структурного, петролого-геохимического и изотопно-геохимического исследования основных пород дайково-силловых ареалов из береговых обнажений двух участков в приустьевом районе р. Ангары – Савинский бык (р. Енисей) и Мурожные столбы (р. Ангара). Эти магматические породы в середине прошлого века были объединены в один магматический комплекс [5] и затем отнесены к неопротерозойским образованиям, разделенным по составу на два комплекса [6].

Самый крупный из исследуемых ареалов, включающий до 20 дайковых и силловых тел габбро-долеритов, находится в районе мыса Савинский бык (пр. берег р. Енисей, 3 км выше по течению от устья р. Ангары). Этот участок представлен дайками основных пород, мощностью от нескольких сантиметров до 3 м, которые прорывают дислоцированную толщу известняков (токминская свита тунгусикской серии, NP<sub>1</sub>) [7]. Ранее было установлено, что возраст толщи превышает 718 млн лет [2], с учетом данных U/Pb датирования цирконов из гранитов Стрелковского массива, прорывающих эти осадочные отложения. В этих карбонатных породах проявлен крутопадающий (75–85°) кливаж северо-западного простирания. Кроме того, они смяты в открытые концентрические складки продольного сжатия длиной до 200 м, осевые поверхности которых падают под углом ~80°, изменяя азимут падения от з-с-з (в западной части участка) до з-ю-з (в восточной части). Таким образом, дайки внедрялись в дислоцированную карбонатную толщу, приурочиваясь к осевым поверхностям складок и, соответственно им, меняя свою ориентировку. Отдельные тела основного состава, расположенные в западной части, деформированы, разбиты малоамплитудными (<1 м) взбросами, плоскости сместителей которых круто падают в западном направлении (70–75°), и пологими (10–15°) надвигами с амплитудой видимого смещения до 5 м, падающими на с-в. Структурный парагенез взбросо-складок и кливажа, устанавливаемый в породах, вмещающих дайковые тела, указывает на механизм продольного сжатия, который может быть объяснен тектоническим воздействием, возможно вследствие предшествующего коллизионного события [2], тогда как наложенный характер деформаций осевых поверхностей складок и присутствие малоамплитудных надвигов во вмещающих породах и дайках, указывающие на изменение направления действия сил с с-з на ю-з (в современных координатах), могут трактоваться как результат аккреции блоков Приенисейской островодужной системы около (600–563 млн лет) [8].

Другим объектом исследований явился участок Мурожные столбы (пр. берег, 60 км выше по течению от устья р. Ангары), где были изучены три дайки основных пород (мощность 1–6 м). Они прорывают толщу метапелитов (сухопитская серия,  $MP_3$ ) [7], метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Толща имеет субмеридиональное простирание и сланцеватость, падающую под углом  $75^\circ$  в ю-в направлении. Дайки участка Мурожные столбы не деформированы. Они имеют постдеформационный характер внедрения: тела залегают субсогласно сланцеватости вмещающих пород и секут их слоистость, имеющую субвертикальное падение.

Основные тела исследуемых двух участков по составу отвечают преимущественно мелкозернистым габброидам. Устанавливаются различия минералогических составов этих пород. На участке Савинский бык они представлены плагиоклаз-клинопироксеновыми габброидами, содержащими циркон, ульвошпинель, шпинель, магнетит, ильменит, тальк, хлорит, флогопит-аннит, сфен, эпидот, кальцит, пирротин, халькопирит и пентландит. В мелко-тонкозернистых разностях, на фоне измененной основной массы, представленной хлорит-кальцит-тальковым агрегатом, присутствуют небольшие порфиновые вкрапленники плагиоклаза, тогда как в пределах участка Мурожные столбы дайки состоят из габброидов плагиоклаз-клинопироксен-амфиболового (железистая роговая обманка и актинолит) состава. Они содержат циркон, апатит, ильменит, монацит, сфен, пирротин, халькопирит, а также хлорит, тальк, биотит, кальцит, эпидот.

Полученные U-Pb геохронологические данные по цирконам из габброидов (метод SHRIMP II) участка Савинский бык соответствуют 624 млн лет, а из участка Мурожные столбы – 652 млн лет.

Эти основные породы ( $SiO_2$  варьируется в интервале 43.75–49.09 мас. %), относящиеся преимущественно к толеитовой серии, имеют промежуточный характер распределений трэйс-элементов между OIB и MORB. В одном образце из габброидов участка Мурожные столбы значения отношений  $(La/Yb)_n$  поднимаются до 9.2. В этом же образце устанавливаются близкие с OIB содержания Rb, Th, U, K, La, Ce, Ta и Nb и сходство распределений трэйс-элементов с трахибазальтами Ягодкинского массива. Образование последних, ранее отнесенных к татарскому комплексу активной континентальной окраины, происходило около 681 млн лет назад [4]. На дискриминационных диаграммах ( $Nb/Yb-Th/Yb$ ;  $Ta/Yb-Th/Yb$ ;  $Zr/Y-Nb/Y$ ;  $Zr-Zr/Y$ ) основные породы из двух исследуемых участков попадают в поле надсубдукционных и внутривулканических базальтов.

В габброидах из двух исследуемых участков, а также их контактовых зон установлены Fe-Ti оксидные минералы: магнетит, титаномагнетит и ильменит. Последние два образуют резорбированные и деформированные зерна призматического габитуса, расположенные между породообразующими минералами, и ростовые включения в зернах породообразующих минералов. Состав титаномагнетитов характеризуется преобладанием ульвошпинелевого минала над магнетитовым (7:3). Концентрация иона  $Fe^{3+}$  в ильменитах составляет 0.01–0.08 %. Титаномагнетиты и ильмениты такого состава проявляют ферромагнитные свойства только при температуре ниже 273 К и не могут быть носителями магнитной информации. Зерна «чистого» магнетита, имеющие октаэдрический габитус, установлены только в эндоконтактных зонах даек на участке Савинский бык. Они присутствуют в виде скоплений кристаллов в межзерновом пространстве породообразующих минералов, а также пойкилитовых включений. В то же время термомагнитные исследования основных пород из исследуемых двух участков указывают на присутствие в них, кроме магнетита, низкотитанистых титаномагнетитов с точками Кюри около 520–570 °С. Таким образом, основные породы из участков Савинский бык и Мурожные столбы, содержащие минералы-носители намагниченности (магнетит и титаномагнетит), по минералогическим и термомагнитным характеристикам представляют собой благоприятные объекты для палеомагнитных исследований.

Анализ комплексных данных позволяет сделать вывод об отнесении основных пород из даек р-на устья р. Ангары, образование которых происходило в интервале 652–624 млн лет, к татарскому комплексу активной континентальной окраины [4].

Авторы благодарят за помощь в исследованиях студента НГУ А.В. Гурову и аспиранта НГУ В.В. Абашева.

[1] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. 2006. V. 147. P. 260–278.

- [2] *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.
- [3] *Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М.* Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона – результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // *ДАН*. 2008. Т. 419, № 1. С. 90–94.
- [4] *Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н.* Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53, № 11. С. 1530–1555.
- [5] *Кузнецов Ю.А.* Верхний протерозой восточной окраины Енисейского кряжа // *Вестник ЗСГУ*. 1941. С. 44–58.
- [6] *Кренделев Ф.П.* Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. М.: Наука, 1971. 375 с.
- [7] *Мельников Н.В., Якишин М.С., Шишкин Б.Б. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.
- [8] *Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Травин А.В., Матушкин Н.Ю.* Термохронологическая и тектоническая история формирования неопротерозойских гранитоидов и сиенитов Енисейского кряжа // *Изотопные системы и время геологических процессов. IV Российская конференция по изотопной геохронологии*. СПб., 2009. С. 102–104.



## ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ КОРЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ПОСЛЕ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ И СИБИРСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИЙ)

Р.В. Веселовский<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, roman.veselovskiy@ya.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

В настоящее время процессы формирования и эволюции крупных континентальных магматических провинций чаще всего связываются с деятельностью мантийных плюмов (в общем понимании этого термина). Объемы и продолжительность вулканической и интрузивной деятельности в рамках магматической провинции, расположенной над горячей «головой» плюма, позволяют ожидать наличия регионального прогрева коры древней платформы, в том числе ее верхних горизонтов, доказательство существования которого имеет важное значение, в том числе для восстановления тектонической эволюции платформенных областей и осадочных бассейнов в их пределах.

Поставленный вопрос недавно обсуждался на примере восточных районов Сибирской трапповой провинции [1]. На основании анализа данных трекового датирования апатита, продолжительность постмагматического (посттраппового) остывания кровли фундамента Сибирской платформы до температуры 110 °С, отвечающей верхней границе зоны полного отжига треков в апатите, была оценена авторами указанной работы в 30 млн лет.

Полученные недавно результаты трекового датирования апатита из пород Хибинского массива [2] и кристаллического фундамента в пределах Кольского полуострова позволили выполнить проверку предположения о значительном региональном прогреве верхних горизонтов континентальной коры в ходе плюм-литосферного взаимодействия на примере Кольской девонской магматической провинции. Показано, что молодые определения трекового возраста, среднее значение которых составляет  $300 \pm 20$  млн лет для объектов из всех частей Кольского полуострова, не могут являться следствием исключительно тектонической эксгумации рассматриваемой территории из-за отсутствия указаний на соответствующие объемы денудации с поверхности щита. С использованием результатов изотопно-геохронологических исследований, данных трекового датирования и компьютерного моделирования предложена альтернативная модель тектонотермальной эволюции территории Кольского полуострова в постдевонское время, предполагающая существование в фанерозойской истории Восточно-Европейской платформы продолжительного каменноугольного этапа «скрытой» эндогенной активности, явные свидетельства которого в геологической летописи пока не обнаружены.

Исследования выполнены при частичной поддержке Правительства РФ (проект № 220, проект № 14.Z50.31.0017) и частичной поддержке РФФИ (проект № 15-35-20599).

- [1] Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З. Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин // Физика Земли. 2009. № 10. С. 79–96.
- [2] Veselovskiy R.M., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Zakharov V.S. Apatite fission track thermochronology of Khibina Massif (Kola Peninsula, Russia): implications for post-Devonian tectonics of the NE Fennoscandia // Tectonophysics. 2015. V. 665. P. 157–163.



## НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ИНТРУЗИВНОГО ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Р.В. Веселовский<sup>1,2</sup>, А.В. Латышев<sup>1,2</sup>, П.С. Ульяхина<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, roman.veselovskiy@ya.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Результаты проведенных детальных палеомагнитных исследований проявлений пермо-триасового интрузивного магматизма Ангаро-Тасеевской впадины свидетельствуют о том, что характерной чертой магматизма южной части сибирского траппового поля являются кратковременные и одновременно мощные вспышки магматизма, проявившиеся на значительной территории (~200–250 км). Результатом проявления такого рода магматической активности являются обратно намагниченные Тулунский и Падунский силлы, а также прямо намагниченный Толстомысовский силл [1]. В недавней работе [2] проведен обзор палеомагнитных данных по Сибирским трапповым интрузиям и выявлены объекты, по которым получены тесно сгруппированные серии палеомагнитных направлений. Такие дирекционные группы интерпретируются как результат крайне быстрого (первые тысячи лет) формирования соответствующих интрузивных комплексов; при этом большая часть локаций, по которым получены тесные кластеры направлений, расположены на восточной периферии Тунгусской синеклизы. Следовательно, можно заключить, что подобный «пульсационный» стиль интрузивного магматизма, выраженный в отдельных кратковременных магматических событиях, является типичным для периферической части (южная и восточная окраины) Тунгусской синеклизы.

Палеомагнитные исследования пермо-триасовых интрузивных комплексов вдоль долины р. Нижняя Тунгуска показали, что интрузивный магматизм в центральной части Тунгусской синеклизы характеризовался большей продолжительностью по сравнению с магматическими событиями Ангаро-Тасеевской впадины. Кроме того, обращает на себя внимание различие в динамике магматизма указанных районов, поскольку свидетельств мощных кратковременных пульсов магматической активности, фиксируемых в Ангаро-Тасеевской впадине, в долине р. Нижняя Тунгуска не выявлено.

Рассмотренные в работе [3] особенности палеомагнетизма дайковых комплексов Маймеч-Котуйского района и Северного Прианабарья свидетельствуют о равномерном и «спокойном» характере интрузивного магматизма на северной периферии траппового поля. Вероятно, такой стиль магматической деятельности обусловлен преимущественно рифтогенным режимом пермо-триасового магматизма в Маймеч-Котуйском районе и его восточном продолжении, в отличие от платформенного, типично «траппового» магматизма Тунгусской синеклизы.

Исследования выполнены при частичной поддержке Правительства РФ (проект № 220, проект № 14.Z50.31.0017) и частичной поддержке РФФИ (проекты № 16-35-60114 и 15-35-20599).

- [1] Латышев А.В., Веселовский Р.В., Иванов А.В., Фетисова А.М., Павлов В.Э. Свидетельства кратких интенсивных пиков магматической активности на юге Сибирской платформы (Ангаро-Тасеевская впадина) на основании результатов палеомагнитных исследований // Физика Земли. 2013. № 6. С. 77–90.
- [2] Konstantinov K.M., Bazhenov M.L., Fetisova A.M., Khutorskoy M.D. Paleomagnetism of trap intrusions, East Siberia: Implications to flood basalt emplacement and the Permo–Triassic crisis of biosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 394. P. 242–253.
- [3] Веселовский Р.В., Константинов К.М., Латышев А.В., Фетисова А.М. Палеомагнетизм субвулканических траппов севера Сибирской платформы – некоторые геологические и методические следствия // Физика Земли. 2012. № 9–10. С. 74–87.





## ТЕНСБЕРГИТОВАЯ И НЕФЕЛИНИТОВАЯ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ

А.А. Воронцов<sup>1,2</sup>, О.Ю. Перфилова<sup>3</sup>, А.С. Тарасюк<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

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

<sup>3</sup> Красноярск, Сибирский федеральный университет

В постаккреционную стадию развития континентальной литосферы, начавшуюся около 485 млн лет назад, на северо-востоке Алтае-Саянской складчатой области на площади более 10000 км<sup>2</sup> происходило формирование полихронных гранит-сиенитовых батолитов преимущественно умеренно-щелочной серии. Их возраст отвечает позднему кембрию – раннему силуру. В их пределах проявились одиночные массивы с участием пород щелочной серии. К ним относятся массивы Сайбарский, Высокий и Буровский в юго-восточной части Кузнецкого Алатау. Эталоном среди них является **Сайбарский массив**. Он сложен крупнозернистыми сиенитами (1-я фаза), в которых сосредоточены пластообразные тела и жилы щелочных сиенитов мощностью 10–15 м и протяженностью до 300 м (2-я фаза). Среди них выделяются тенсбергиты (457±10 млн лет, U-Pb возраст по цирконам [1]) и пуласкиты. Главными минералами тенсбергитов являются калиево-натриевый полевой шпат и крупнолейстовый, как правило, войлокоподобный эгирин. В пуласкитах, кроме того, появляется нефелин. К второстепенным минералам относятся альбит (до 10 % суммы полевых шпатов), титан-авгит, арфведсонит и биотит. Составы тенсбергитов и пуласкитов варьируются по кремнезему в диапазоне 54–62 мас. % SiO<sub>2</sub> при сумме щелочей от 12 до 14 мас. % и соответствуют калиево-натриевой ( $2 > Na_2O/K_2O > 1$ ) серии. Точки их составов на классификационной диаграмме «щелочи – кремнезем» отвечают полю щелочных сиенитов. Вмещающие их крупнозернистые субщелочные сиениты характеризуются меньшей суммой щелочей (9–10 мас. %) при 62–64 мас. % SiO<sub>2</sub>. В то же время породы обеих фаз обогащены в 10 раз и более некоторыми редкими литофильными элементами по сравнению со средним составом континентальной коры [2]. Так, содержания Rb в них достигают 365 г/т, Zr – 1530 г/т, Nb – 83 г/т, Hf – 40 г/т, Ta – 4.4 г/т, Th – 30 г/т, U – 14 г/т. Максимальные концентрации наблюдаются в тенсбергитах массива Высокий: Rb – 420 г/т, Zr – 2570 г/т, Nb – 230 г/т, Hf – 50 г/т, Ta – 12.2 г/т, Th – 99 г/т, U – 39 г/т.

В раннем–среднем девоне в пределах внутриконтинентального Минусинского прогиба [3] были сформированы субщелочные и щелочные вулканические комплексы. Первые объединяют дифференцированную и бимодальную ассоциации с участием трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов, трахитов, трахириодацитов и риодацитов. Вторые включают ассоциацию тефритов, нефелинитов и фонолитов, которая распространена в отдельных изолированных друг от друга ареалах [4]. Примером таких ареалов является **вулканическое поле Урюп-Береш**, которое включается в базырско-ашпанский вулканический комплекс, являющийся возрастным аналогом ранне-среднедевонской быскарской серии [5]. По склонам долин р. Береш и ее притоков Андрюшкина, Ничкурюп и Простокишенский вскрываются фрагменты (от 50 до 200 м) разрезов толщи, доминирующая роль в которых принадлежит афировым базальтам. Они формируют группы покровов, разделенных резкими неровными границами и бурыми шлаковыми зонами. Мощность отдельных покровов, отчетливо выраженных в рельефе в виде уступов, достигает 15 м. Покровы падают на восток под углом 5–20°. В верхних частях разрезов залегают покровы порфирированных нефелинитов, тефритов и фонолитов. Параллельно простиранию вулканических покровов по левому борту притока Андрюшкина вскрывается серия из четырех сближенных даек крупнопорфирированных нефелинитов, которые содержат многочисленные (до 50 об. %) вкрапленники розового нефелина размером от 0.5 до 2.0 см. Мощность даек колеблется от 2 до 5 м. В этой серии наблюдаются сложные внутренние соотношения типа «дайка в дайке», определяемые, вероятно, разными фазами внедрения щелочных расплавов. Геологиче-

ские взаимоотношения позволяют установить следующую последовательность образования пород: базальты – тефриты – нефелиниты – фонолиты.

Составы щелочных вулканитов варьируются по кремнезему в диапазоне 43–58 мас. %  $\text{SiO}_2$  и соответствуют натриевой ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$ ) серии. Точки составов ассоциирующих с ними базальтов на классификационной диаграмме «щелочи – кремнезем» расположены в поле составов пикробазальтов, однако, учитывая низкие значения  $\text{MgO}$  (не более 8.2 мас. %), их следует отнести к группе низкокремнистых базальтов.

По уровню содержаний редких литофильных элементов вулканиты основного состава близки к составам внутриплитовых базальтов типа OIB, принимаемых как эталон расплавов, образованных из «обогащенных» мантийных источников. В наибольшей степени составу OIB отвечают поздние тефриты и нефелиниты. Ранние низкокремнистые базальты по сравнению с тефритами и нефелинитами обеднены литофильными элементами. В то же время по сравнению с OIB все породы основного состава характеризуются положительными аномалиями Ba, Sr, слабым обогащением U, HREE, минимумами Rb, Th, Nb, Ta и Ti. Фонолиты по сравнению с ассоциирующими с ними тефритами, нефелинитами и базальтами характеризуются низкими концентрациями Ba, Sr, P, Eu, Ti, обогащены Rb, K, Th, U, Zr, Hf и редкоземельными элементами. В них также отмечаются высокие содержания Nb и Ta, хотя на мультиэлементных диаграммах в общем спектре распределения несовместимых элементов, как и в породах основного состава, эти элементы образуют относительный концентрационный минимум.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. В постаккреционную историю развития северо-восточной части Алтае-Саянской складчатой области щелочной магматизм проявился, по меньшей мере, на двух этапах: в позднем ордовике и в раннем-среднем девоне.

2. Щелочные позднеордовикские ассоциации сложены интрузивными породами среднего состава и связаны с развитием батолитов, ранне-среднедевонские – вулканитами основного и средне-основного составов и сопряжены с формированием внутриконтинентальных рифтогенных впадин.

3. Появление щелочных пород на каждом возрастном этапе приурочено к заключительным стадиям эволюции магматических очагов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00181).

- [1] *Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородин Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П.* Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 3. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 1. С. 106–108.
- [2] *Rudnick R.L.* Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3.01. P. 1–56.
- [3] *Лучицкий И.В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
- [4] *Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андриященко С.В.* Девонский вулканизм Минусинской котловины Алтае-Саянской рифтовой области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики и магматические источники // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54, № 9. С. 1283–1313.
- [5] *Уваров А.Н., Уварова Н.М.* Петротип горячегогорского щелочно-габброидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск: СНИИГТИМС, 2008. 191 с.



## МАСС-НЕЗАВИСИМОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ИЗОТОПОВ СЕРЫ КАК ИНСТРУМЕНТ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМ ПЕТРОГЕНЕЗИСА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПРИСАЯНСКОГО (ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО) КРАЕВОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА)

С.В. Высоцкий<sup>1</sup>, А.В. Игнатъев<sup>1</sup>, Т.А. Веливецкая<sup>1</sup>, В.И. Левицкий<sup>2</sup>,  
И.В. Левицкий<sup>2</sup>, А.С. Мехоношин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Владивосток, Дальневосточный геологический институт, vysotskiy@fegi.ru

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

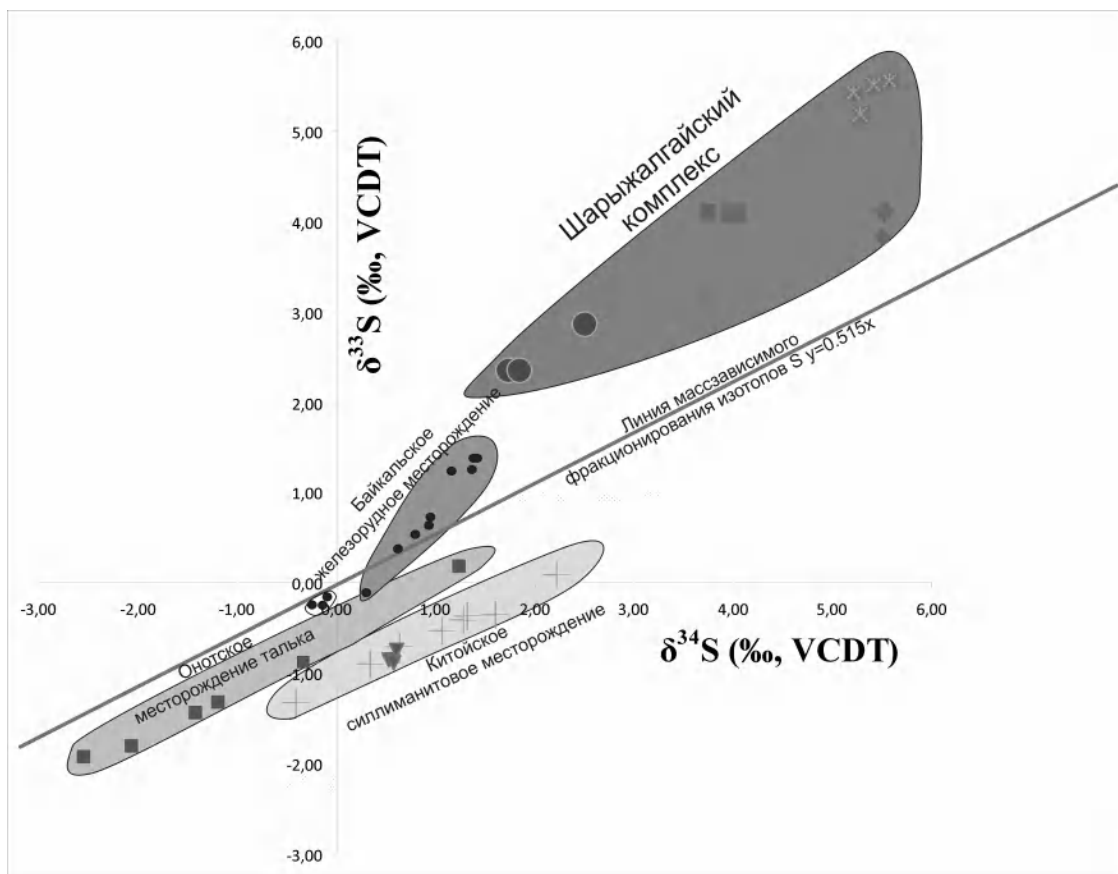
Одним из главных вопросов генезиса сульфидных месторождений является источник серы – элемента, который в силу своей химической агрессивности экстрагирует и связывает многие металлы. Для решения вопроса о происхождении серы часто используют данные о ее изотопном составе, обычно – соотношении изотопов  $^{32}\text{S}$  и  $^{34}\text{S}$  ( $\delta^{34}\text{S}$ ). Считается, что близость изотопного состава серы земных сульфидов к изотопному составу метеоритного троилита ( $\delta^{34}\text{S} \sim 0$  ‰) указывает на мантийный источник рудного вещества. Аномальные положительные ( $\delta^{34}\text{S} \gg 0$  ‰) и отрицательные ( $\delta^{34}\text{S} \ll 0$  ‰) значения изотопных соотношений серы интерпретируют как вовлечение в рудный процесс серы осадочных сульфатов или биогенного сероводорода [1]. Однако на ряде месторождений было показано влияние на  $\delta^{34}\text{S}$  метаморфических преобразований; отмечена зависимость содержания легкого изотопа серы от состава минерала сульфида; выявлено резкое возрастание роли легкого изотопа серы в слоистых рудах и сульфидных обособлениях. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  допускают неоднозначную интерпретацию и требуют дополнительных исследований с использованием новых методов.

Открытие явления масс-независимого фракционирования изотопов серы ( $\delta^{33}\text{S}$ ) и сохранения этой геохимической метки в некоторых архейских породах стало одним из важных недавних достижений в геохимии. Считается, что эта изотопная метка создается путем фотолиза серы под воздействием солнечной радиации в атмосфере. Однако ее сохранение возможно только в отсутствие кислорода. Обнаружение метки масс-независимого фракционирования серы в архейских породах было использовано в поддержку гипотезы о том, что Земля на ранних этапах развития имела низкие содержания кислорода в атмосфере [2, 3 и др.]. Обнаружение этой изотопной метки в рудах может свидетельствовать о вовлечении в рудный процесс серы, прошедшей через цикл преобразований в атмосфере древней Земли, т.е. серы из древних осадочных пород. Обнаружение геохимической метки масс-независимого фракционирования изотопов серы является независимым критерием для идентификации осадочного источника серы в процессе рудообразования.

Ранее нами были обнаружены метки масс-независимого фракционирования изотопов серы в породах главных структурно-вещественных комплексов Присянского (Шарыжалгайского) краевого выступа Сибирского кратона [4] и Фенноскандинавского щита [5]. Для установления влияния осадочной серы на процессы рудообразования были проведены исследования образцов сульфидных минералов из нескольких месторождений Шарыжалгайского краевого выступа.

Для анализа изотопного состава серы включений сульфидов был использован оригинальный локальный фемтосекундный лазерный метод [6]. Точность и достоверность результатов, получаемых этим методом, не уступают лучшим аналогам в лабораториях мира.

В ряде исследованных образцов были обнаружены следы масс-независимого фракционирования изотопов серы (рисунок). Это указывает на то, что в образовании сульфидных минералов данных пород и месторождений принимала участие сера, прошедшая атмосферный цикл преобразования.



**Состав изотопов серы в сульфидах из пород шарыжалгайского гранулитового комплекса, Байкальского железорудного месторождения, Онотского месторождения талька и Китойского силлиманитового месторождения.**

Отклонения от земной линии масс-зависимого фракционирования изотопов серы ( $\Delta^{33}\text{S} \neq 0$ ) в породах архея являются производной от масс-независимого фракционирования серы атмосферной  $\text{SO}_2$  при фотохимических реакциях в бескислородной атмосфере архея. При фотохимической диссоциации  $\text{SO}_2$  формируются аэрозоли  $\text{S}_8$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$  с положительными значениями  $\Delta^{33}\text{S}$  в элементарной сере и с отрицательными значениями в окисленной сере. В процессе осадконакопления отрицательные значения  $\Delta^{33}\text{S}$  в сульфидах формируются при восстановлении сульфата морской воды, а положительные значения в сульфидах образуются при участии аэрозоли  $\text{S}^8$ .

В изученных нами образцах изотопный состав серы  $\delta^{34}\text{S}$  изменяется в относительно узких пределах и значения  $\delta^{34}\text{S}$  сгруппированы близко к нулю, что в первом приближении соответствует мантийному источнику серы. В то же время достоверно установленные в ряде образцов отклонения  $\delta^{33}\text{S}$  ‰ от нуля указывают на процессы первично-осадочного накопления сульфидов. Вместе с тем знак значений  $\Delta^{33}\text{S}$  может быть использован в качестве специфической метки источника серы в осадочных породах архея. Положительные значения  $\Delta^{33}\text{S}$  связаны с формированием сульфида из элементарной серы, а отрицательные значения  $\Delta^{33}\text{S}$  в минералах обусловлены процессами сульфатредукции. Таким образом, обнаруженные нами аномальные значения изотопа  $^{33}\text{S}$  могут служить высокоинформативным инструментом в установлении генетической природы пород и руд.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 15-05- 00740).

- [1] Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.
- [2] Farquhar J., Bao H., Thiemens M. Atmospheric influence of Earth's Earliest Sulfur Cycle // Science. 2000. V. 289. P. 756–758.
- [3] Pavlov A.A., Kasting J.F. Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere // Astrobiology. 2002. V. 2, № 1. P. 27–41.

- [4] *Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Левицкий В.И., Левицкий И.В.* Изотопная аномалия  $^{33}\text{S}$  в сульфидах из раннедокембрийских пород юго-западной части Сибирского кратона – индикатор «глобальной кислородной катастрофы»? // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 51–52.
- [5] *Игнатьев А.В., Ханчук А.И., Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Левицкий В.И., Терехов Е.Н.* Первые данные масс-независимого фракционирования изотопов серы в сульфидах из пород восточной части Фенноскандинавского щита // ДАН. 2016. Т. 469, № 6. С. 714–716.
- [6] *Ignatiev A., Velivetskaya T.* Local FS-IR Laser – Fluorination CF-IRMS  $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{33}\text{S}$  Isotope Analyses of Sulfides // Goldschmidt Abstracts. 2015. P. 1360.



## ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Д.П. Гладкочуб<sup>1</sup>, Т.В. Донская<sup>1</sup>, Р. Эрнст<sup>2,3</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>, С.А. Писаревский<sup>4</sup>

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

<sup>2</sup> Оттава, Канада, Департамент наук о Земле, Университет Карлтон

<sup>3</sup> Томск, Томский государственный университет

<sup>4</sup> Перт, Австралия, Университет Кертин

Проведенный анализ протерозойского базитового магматизма Сибирского кратона показал, что в подавляющем большинстве случаев базиты не образуют крупных массивов, а слагают малые интрузии – дайки, которые, в свою очередь, формируют дайковые рои и пояса. Согласно результатам датирования, протерозойские базитовые комплексы могут быть подразделены на семь основных (!) возрастных групп, каждая из которых отличается специфическими геохимическими характеристиками и отвечает определенной геодинамической обстановке формирования. Перечень этих групп может быть представлен в следующем виде:

1) 1860–1850 млн лет; базитовые дайки локализованы в пределах южного фланга Сибирского кратона (Байкальский выступ) и в Алданском щите. Формирование базитовых расплавов могло происходить в смешанном OIB – IAB источнике. Внедрение даек маркирует обстановку постколлизийного растяжения, сменившего предшествующую аккреционно-коллизийную стадию, отвечающую становлению структуры Сибирского кратона [1];

2) ~1750 млн лет; базитовые дайки представлены в пределах южного фланга Сибирского кратона (Байкальский выступ), а также в Алданском и Анабарском щитах. Источник базитовых расплавов был сильно контаминирован веществом континентальной коры [2]. Предположительно [3, 4] внедрение дайковых роев могло быть обусловлено воздействием мантийного плюма, центр которого располагался под районом среднего течения р. Виллой (в современных координатах), на литосферу восточной части Сибирского кратона;

3) ~1500–1470 млн лет; дайковые рои и силлы локализованы в пределах Анабарского щита [5] и Оленекского поднятия [6] на севере Сибирского кратона. Базиты имеют типичные геохимические характеристики OIB, позитивные значения  $\varepsilon_{Nd}(t)$  и отражают воздействие мезопротерозойского мантийного плюма на северную часть кратона. С учетом того, что Сибирский кратон в структуре суперконтинента Нуна (Колумбия) своим северным флангом располагался в относительной близости с Балтикой и кратонами Конго и Сан-Франциско [7], сделано предположение о том, что базитовые интрузии раннего мезопротерозоя (1500–1470 млн лет), присутствующие на всех перечисленных выше кратонах, принадлежат единой крупной магматической провинции (LIP), возникновение которой было связано с активностью суперплюма (или «горячего поля мантии») [8];

4) ~1350 млн лет; дайки располагаются в пределах южного фланга Сибирского кратона (районы пос. Листвянка и Большое Голоустное) [4]. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики базитов, слагающих дайки, близки к составам типичных OIB. Возможно, что внедрение рассматриваемых даек отражает миграцию Сибирского кратона над тем же мантийным плюмом, который ранее (~1500–1470 млн лет назад) обеспечил привнос мантийного вещества к основанию литосферы и базитовый магматизм в северной части кратона;

5) ~1000 млн лет; базитовые интрузии представлены единичными дайками, отмеченными в пределах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона [9], а также силлами, локализованными в мезопротерозойских разрезах Ситте-Дабана (юго-восточная часть кратона) [10]. Для последних предполагается внедрение в обстановке внутриконтинентального растяжения на ранних стадиях заложения неопротерозойской пассивной окраины Сибирского кратона [11];

6) 740–715 млн лет; дайки образуют рои в пределах всех основных выступов фундамента южной части Сибирского кратона [12, 13]. По своей геохимической специфике все изученные

долериты и габбро-долериты неопротерозойских даек близки к толеитовым базальтам обстановок внутриплитного растяжения (рифтогенеза) и являются производными субконтинентальной литосферной мантии. Дайки этой возрастной группы отражают масштабное растяжение литосферы Сибирского кратона, проявившееся на стадии распада суперконтинента Родиния [14];

7) ~650–630 млн лет; интрузии, обнаруженные только на юге Сибирского кратона, представлены позднерифейскими ультраосновными щелочными породами Белозиминского (642 млн лет), Жидойского (632 млн лет) и Ингилийского (647 млн лет) массивов [15]. Этот рубеж может рассматриваться как верхний возрастной предел рифтогенеза, завершившегося отделением Сибирского кратона от Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана между Сибирью и Лаврентией.

Важно отметить, что все возрастные группы базитовых интрузий, присутствующие в пределах южного фланга Сибирского кратона, также представлены в структурах северной части Североамериканского кратона (Лаврентии). Этот факт, а также совокупность геологических корреляций и палеомагнитных данных позволили коллективу исследователей сделать предположение о близком пространственном расположении Сибирского и Североамериканского кратонов в структуре единого крупного континентального блока, существовавшего в интервале геологического времени от палеопротерозоя (~1850 млн лет) до позднего неопротерозоя (~720 млн лет) и разделившегося одновременно с распадом Родинии [4].

Исследования выполнены в рамках проекта РФФИ № 16-05-00642.

- [1] *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 // ДАН. 2013. Т. 450, № 4. С. 440–444.
- [2] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Шоханова М.Н., Мазукабзов А.М.* Особенности составов и источники расплавов позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 11. С. 1615–1634.
- [3] *Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж.* Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона // ДАН. 2010. Т. 430, № 5. С. 654–657.
- [4] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9, № 6. P. 464–469. doi:10.1038/NGEO2700.
- [5] *Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф., Костицын Ю.А., Павлов В.Э.* Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия // ДАН. 2006. Т. 410, № 6. С. 775–779.
- [6] *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. P. 256–266.
- [7] *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.
- [8] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Эрнст Р., Станевич А.М.* Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 856–873.
- [9] *Demonterova E.I., Ivanov A.V., Savelyeva V.B.* Mafic, ultramafic and carbonatitic dykes in the southern Siberian Craton with age of ca 1 Ga: remnants of a new Large Igneous Province? // Acta Geologica Sinica (English Edition). 2016. V. 90 (supp. 1). P. 9.
- [10] *Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шаццлло А.В.* Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
- [11] *Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I.* Sedimentary evolution of the Riphean–Vendian basin of southeastern Siberia // Precambrian Research. 2001. V. 111. P. 129–163.
- [12] *Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.* Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 660–668.

- [13] 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.
- [14] Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins F.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.
- [15] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404, № 3. С. 400–406.





## ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЯ КАЗЫРСКОГО РУДНОГО УЗЛА

О.М. Глазунов<sup>1</sup>, Т.А. Радомская<sup>1</sup>, Ю.С. Александровский<sup>2</sup>, Т.Л. Глазунова<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Красноярск, «Красноярскгеолсъёмка»

Пространственная близость различных по составу и возрасту рудно-магматических систем (РМС) – пример образования многопрофильных металлогенических провинций. Особенность Казырского рудного узла проявляется в сосредоточении на площади около 100×120 км в северо-западной части В. Саяна большого числа крупных месторождений: Кингашского (Cu-Ni-Pd), Лысанского (Fe-Ti-V), Эргакского (Cr-Pt), Ольховского (Au), ряда аномалий Nb, Ta с месторождением Арыскан, ирбинского железорудного комплекса. Рудный узел локально выражен реликтами кольцевых структур на космоснимках. Их отличает высокая тектоническая напряженность. Магматическая зональность подчеркивается поясами разновозрастных гранитоидных массивов. В латеральном и глубинном измерении структура узла характеризуется резкой сменой рисунка и интенсивности аномалий гравитационного и магнитного полей [3].

Кингашская Pd-Cu-Ni рудно-магматическая система AR<sub>2</sub>-PR принадлежит автохтонному типу. Она отражает первичную обстановку субконтинентального геодинамического режима раннего рифтинга, сопровождаемого коллизионными зонами (рис. 1). Система проецируется на высокоплотностное куполовидное поднятие на глубине 25–30 км, условно приравненное к поверхности Моховичича.

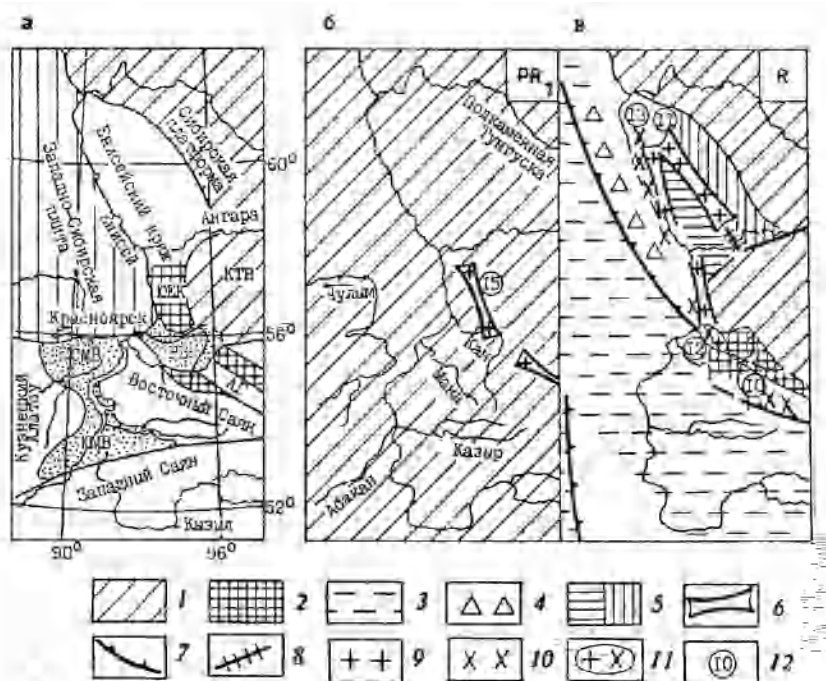
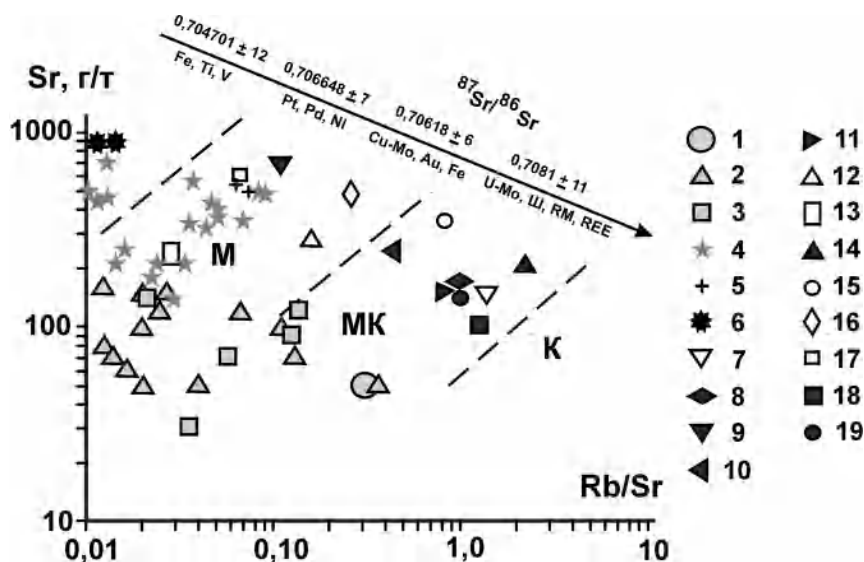


Рис. 1. Палеомагматические схемы юго-западного обрамления Сибирской платформы [2 с дополнениями авторов]. а – современная позиция структурно-орографических элементов, б–в – эпохи и типы проявления магматизма; элементы обстановок: 1 – континенты; 2 – выступы дорифейского фундамента в горно-складчатых поясах; 3 – океаны, моря; 4 – вулканические дуги; 5 – разнотипные осадочные бассейны в областях перикратонного опускания; 6 – зоны коллизии; 7 – субдукционные зоны; 8 – континентальные рифты; 9–11 – гранитоиды: 9 – S, 10 – I, 11 – I-S; 12 – изученные комплексы.



**Рис. 2.** Сопоставление составов пород разных комплексов на диаграмме Sr – Rb/Sr. 1–4 – кингашского: 1 – дунит, 2 – верлиты и аповерлитовые серпентиниты, 3 – клинопироксениты, 4 – метагаббро; 5 – инъекции плагиогранитов; 6 – габброиды лысанского [1]; 7–19 гранитоиды [2]: 7 – джойского, 8 – огнитского, 9 – буюдзульского, 10 – беллыкского, 11 – кутурчинского, 12 – ольховского, 13 – майнского, 14 – глушихинского, 15 – татарско-аяхтинского, 16 – нижнеканского, 17 – канского, 18 – дербинского, 19 – таракского. Условные поля генерирующих магм, по (М.Г. Руб, В.И. Коваленко и др.) по типу источников: К – коровые, М – «мантийные» дифференцированные, МК – мантийно-коровые.

Механизм зарождения изначального очага начинается с подплавления слэба перидотитов при декомпрессии. Сегрегация сульфидного никеля из «маточного» расплава, прокачивание по многокамерным каналам завершили формирование Кингашского рудного поля.

Образование Лысанской Fe-Ti-V РМС перидотит-пироксенит-габброидного ряда в рифее связано с коллизионно-надвиговыми процессами и рифтогенезом на крыльях Протеросаяна. Погружение очага в мантию с обогащением его щелочами, Ti, последующее становление массивов *in situ* при высокой фугитивности кислорода завершили структурным оформлением ильменит-титаномагнетитовых месторождений, аналогичных уральским.

Эргакская Cr-Pt-Au РМС связана с типичным поясом офиолитов палеозоя, несущих хромитовые месторождения. Ее геодинамическая предыстория включает не только конечную релаксационную стадию развития, но и цикл фракционирования и диапиризма. К этому времени близки расслоенные массивы габбро-сиенитов Крыжин, Запевахи и др. с Fe-Ti-Nb-Zr минерализацией.

Особое место в рудном узле занимают высокожелезистые гранодиориты ольховского комплекса с возрастом 545 млн лет (U-Pb) (рис. 2) [1, 2].

Они отличаются неистощенным фондом значительных запасов золота [5]. Предположительно, генерируются за счет подплавления подкоровых базальтов. По Л.В. Таусону [6], могут быть отнесены к мантийным или мантийно-коровым. Близкие черты химизма и генезиса несут стронциевые и калиевые граниты и гранодиориты дербинского коллизионного и плагиограниты канского субдукционного комплексов.

Завершающую фазу магматизма в таксоне представляют граносиениты ирбинского железорудного комплекса с месторождениями, обеспечивающими работу Кузнецкого металлургического комбината [4].

По геохимическим характеристикам область допустимого источника для AR<sub>2</sub>-PR РМС Казырского таксона приближается к типу аномальной мантии EM-2. Отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.704701–0.706648) с низким εNd (2.6–3.2) в габброидах и перидотитах с возрастом 1.460–1.387 млн лет, по аналогии с [7], соответствуют мантийному компоненту, субдуцированному терригенными осадками.

Выводы. 1. Металлогеническая продуктивность Казырского рудного узла аппроксимируется с ювенильным воздействием плюма на южной границе с Северо-Азиатским кратоном.

2. Разные РМС отражают этапы эволюции мантии и смену характера глубинных процессов во времени и по мере удаления РМС от границы кратона.

3. Главные рудогенерирующие стадии для накопления Pd-Pt-Ni в протерозойской мантии совпадают с континентальными условиями. Рифейское время знаменуется активизацией зон субдукции, способствующих ощелачиванию Fe-Ti рудно-магматической системы.

4. По геохимии просматриваются черты комагматичности ультрабазит-базитовых РМС с гранитоидами золотосульфидной специализации.

5. На Казырский рудный узел в целом следует обратить внимание как на возможный объект для наращивания минерально-сырьевых ресурсов Pd, Pt, Au, Ni, Ti, Cr, PЗЭ.

- [1] Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1981. 192 с.
- [2] Даценко В.М., Александровский Ю.С., Косоруков А.П., Пятов О.И., Рублёв А.Г. Главнейшие эпохи и геодинамические обстановки гранитоидного магматизма и эндогенного рудообразования в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы // Отечественная геология. 1994. № 10. С. 27–39.
- [3] Егоров А.С. Глубинное строение и геодинамика литосферы (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль траверсов России). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 200 с.
- [4] Зобов Н.Е., Пономарёв А.В., Власов Г.Н. Состояние и проблемы освоения минерально-сырьевой базы железных руд Красноярского края // Природные ресурсы Красноярского края. 2013. № 19. С. 58–61.
- [5] Курганьков П.П., Ояберь В.К., Виноградова Т.К. Новую жизнь «старому» золоторудному району на юге Красноярского края // Природные ресурсы Красноярского края. 2015. № 24. С. 40–49.
- [6] Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.
- [7] Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // Journal of Geology. 1989. V. 97. P. 261–280.



## ПОЛОЖЕНИЕ АРГУНСКОГО ТЕРРЕЙНА В СТРУКТУРЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ)

И.В. Гордиенко<sup>1</sup>, Д.В. Метелкин<sup>2,3</sup>, Л.И. Ветлужских<sup>1</sup>, Н.Э. Михальцов<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bscnet.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский государственный университет, MetelkinDV@ipgg.sbras.ru

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, MikhaltsovNE@ipgg.sbras.ru

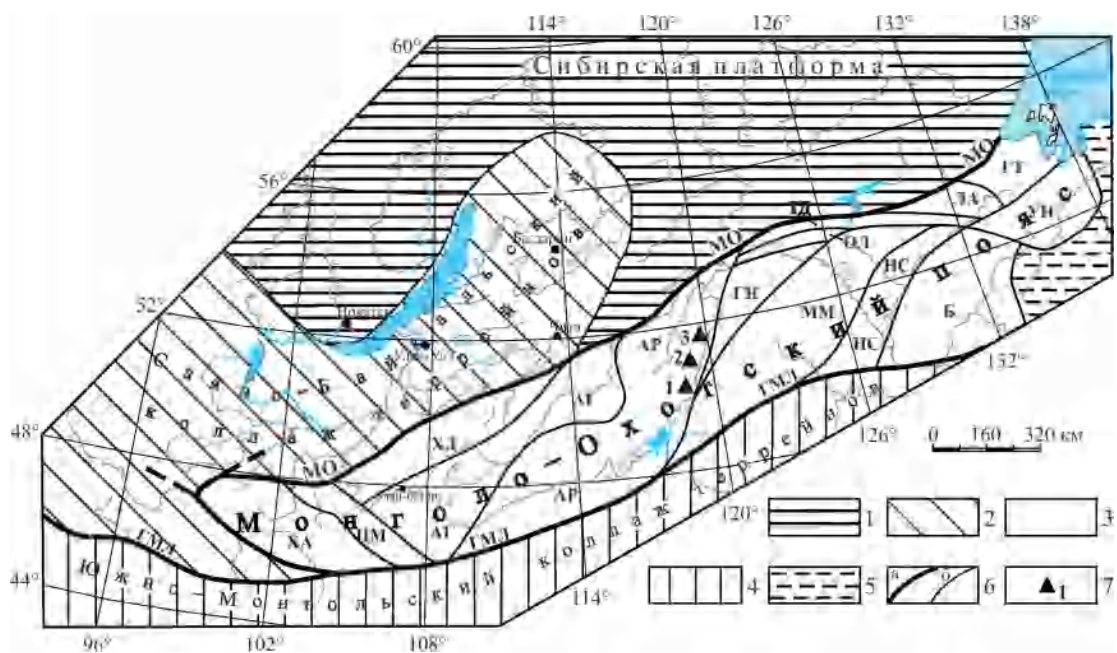
Несмотря на значительный прогресс в изучении эволюции литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и его продолжения к востоку – Монголо-Охотского складчатого пояса (МОСП), большой ряд вопросов, связанных с реконструкцией истории геодинамического развития пояса и отдельных его частей, остаются дискуссионными. Особенно это касается механизмов формирования МОСП, в структуре которого выделяются террейны различной геодинамической природы. На востоке пояса к числу таких террейнов относятся Центрально-Монгольский, Аргунский, Гонжинский, Мамынский, Цзямусы-Буреинский и Ханкайский. На палеотектонических реконструкциях весь фрагмент восточной части ЦАСП, включая названные террейны, традиционно объединяют в составе Амурского композитного террейна или супертеррейна Амурия. Считается, что столкновение с Сибирской континентальной окраиной при закрытии Монголо-Охотского океана повлекло за собой формирование узкой полосы позднепалеозойско-мезозойских аккреционно-коллизионных структур, рассматриваемых как Монголо-Охотский складчатый пояс [1–3].

Однако в последние годы на примере гонжинской серии Мамынского террейна, габброидов амурского комплекса Цзямусы-Буреинского супертеррейна, иманской серии Ханкайского массива показано, что формирование протолитов метаморфических пород могло произойти в конце неопротерозоя или начале палеозоя [4, 5]. Эти данные ставят под сомнение традиционные представления о наличии раннедокембрийского кристаллического фундамента и, соответственно, геодинамической природе метаморфических блоков Амурии, равно как справедливость выделения такого композитного террейна. Таким образом, одной из главных причин слабоб обоснованности геологического строения восточной части ЦАСП является отсутствие увязанных между собой петролого-геохимических, биостратиграфических, изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных по ключевым тектоническим единицам его композитной структуры.

В настоящей работе мы представляем результаты комплексного геологического и палеомагнитного изучения различных по типу пород, объединяемых в составе Аргунского террейна Восточного Забайкалья, главной целью которого было обоснование его геодинамической природы, принадлежности к Амурскому супертеррейну и определение палеогеографического положения. Первые результаты палеомагнитных исследований Аргунского террейна были кратко опубликованы нами [6].

Аргунский террейн, расположенный на территории Забайкальского края и в смежных районах Монголии, занимает центральное место среди тектонических структур (террейнов), непосредственно слагающих МОСП (рисунок). Существует несколько схем тектонического районирования МОСП, которые во многом отличаются друг от друга [1–3, 7, 8]. Данный пояс по Монголо-Охотской сuture (МО) контактирует с выступами фундамента Сибирской платформы, а также с Саяно-Байкальским коллажем мезопротерозойских, каледонских и герцинских террейнов, причлененных в разное время к Сибирской платформе.

Границы Аргунского террейна и его внутреннее строение определяются следующим образом. С запада он по Онон-Туринской сuture граничит с ордовикскими, силуро-девонскими и раннекаменноугольными океаническими и островодужными комплексами Уланбаторской,



**Схема тектонического строения Монголо-Охотского складчатого пояса в структурах складчатого обрамления юга Сибирской платформы.** 1 – Сибирская платформа; 2 – Саяно-Байкальский коллаж байкальских, каледонских и герцинских террейнов; 3 – коллаж разновозрастных террейнов Монголо-Охотского складчатого пояса; 4 – Южно-Монгольский коллаж преимущественно герцинских террейнов; 5 – мезозойды Сихотэ-Алинского орогенного пояса; 6 – (а) глубинные сдвиги, надвиги, сутурные швы: Монголо-Охотский – МО, Главный Монгольский – ГМЛ и (б) границы складчатых сооружений и террейнов; 7 – участки проведения комплексных геологических и палеомагнитных исследований в пределах Аргунского террейна (1–3): 1 – Бырка-Заурулюнгуевская площадь, 2 – Газимурско-Нерчинско-Заводская площадь, 3 – Георгиевская площадь. Тектоно-стратиграфические супертеррейны (блоки) в пределах Монголо-Охотского пояса: ХА – Хангайский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ХД – Хэнтей-Даурский, АГ – Агинский, АР – Аргунский, ОЛ – Олдойский, ГН – Гонжинский, ММ – Мамынский, НС – Нора-Сухотинский, Б – Буреинский, ТД – Тукуруингро-Джагдинский, ЛА – Ланский, ГТ – Галамско-Тугурский, УН – Ульбанский.

Восточно-Хэнтейской, Онон-Кулиндинской и Агуца-Кыринской зон Агинского террейна. С севера, в низовьях р. Шилка в районе Аникинского порога, ширина милонитов Монголо-Охотской сутуры настолько узкая, что структуры Аргунского террейна практически непосредственно граничат с метаморфическими комплексами Селенгино-Станового пояса Сибирского кратона. Каледонские и герцинские сооружения Центральной, Южной и Внутренней Монголии на юге и юго-востоке террейна образуют Южно-Монгольский коллаж разновозрастных террейнов, которые отделяют его от Северо-Китайского кратона. На северо-восточной окраине непосредственным продолжением Аргунского террейна является Олдойский террейн, рассматриваемый как фрагмент палеозойской активной континентальной окраины, а также Гонжинский и Мамынский метаморфические выступы, переработанные палеозойскими и мезозойскими тектономагматическими процессами [4, 5]. Среди наиболее древних комплексов Аргунского террейна выделяются мезонеопротерозойские метаморфические ассоциации, прорванные гранитами неопротерозойского возраста и перекрытые венд-кембрийскими осадочными толщами. Наши исследования были сконцентрированы на изучении геологического строения, возраста и палеомагнетизма древних, преимущественно венд-кембрийских, отложений восточно-забайкальской части Аргунского террейна на примере трех участков: Бырка-Урулюнгуевского, Газимурско-Нерчинско-Заводского и Георгиевского.

Проведенные геологические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования в пределах восточно-забайкальской части Аргунского террейна вполне однозначно свидетельствуют, что возраст протолитов тех метаморфических комплексов, которые традиционно считались раннекембрийскими, не выходит за пределы позднего мезопротерозоя – раннего неопротерозоя.

Развитие Аргунского террейна в неопротерозое, венде, кембрии, среднем и верхнем палеозое тесно связано с формированием островодужных систем, активных и пассивных конти-

ментальных окраин на океанической и переходной коре Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов. Это были единые крупные бассейны седиментации и магматизма по всему складчатому обрамлению Сибирской платформы, и поэтому существование Амурского суперконтинента как самостоятельной глобальной структуры в это время не находит места в геологической истории региона.

Флористические и фаунистические комплексы в неопротерозое, венде, раннем, среднем и верхнем палеозое Аргунского террейна вполне сопоставимы с таковыми фациальных районов Забайкалья, севера и юга Сибирской платформы, Алтае-Саянской области и Дальнего Востока, что указывает на единые пути их миграции в поисках более благоприятных условий развития в пределах Сибири.

Палеомагнитные данные по Аргунскому террейну свидетельствуют об экваториальном положении изученных осадочно-вулканогенных разрезов в позднем неопротерозое и кембрии в интервале 560–525 млн лет назад. При этом показано, что установленные палеомагнитные полюсы мало отличаются от сибирских, и поэтому можно считать, что Аргунский блок практически не был отделен от Сибирского палеоконтинента и, по существу, не мог принадлежать экзотическому Амурскому составному суперконтиненту.

- [1] Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 2. 327 с.
- [2] Парфёнов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- [3] Парфёнов 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] Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Буря-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 644–647.
- [5] Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б. и др. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // Геохимия. 2015. № 6. С. 539–550.
- [6] Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Ветлужских Л.И., Михальцов Н.Э. Геологическое строение и палеомагнетизм вендских и нижнекембрийских отложений Аргунского террейна (Восточное Забайкалье) // ДАН. 2013. Т. 449, № 2. С. 189–195.
- [7] Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
- [8] Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г. и др. Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектонические позиции рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 104–112.



## ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВЕНДСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Д.В. Гороховский, А.Л. Елбаев, Т.С. Якимов

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dmitrygor76@mail.ru

В пределах Джидинской зоны широко распространены Na гранитоиды, которые формировались в островодужную и коллизионную стадию ее развития [1–5]. В настоящий момент наиболее полно охарактеризованы ордовикские гранитоиды Барунгольско-Дархинтуйской группы и доказана их коллизионная природа [5]. Все относительно более ранние плагиогранитоиды относились ко второй фазе джидинского комплекса средне-верхнекембрийского возраста и связывались с островодужным этапом развития Джидинской зоны [1, 2]. Возраст пород джидинского комплекса, полученный U-Pb методом по цирконам из габбро и кварцевых диоритов, показал значения  $506 \pm 1$  и  $504 \pm 2$  млн лет соответственно [2].

За последнее время получено множество петрогеохимических и изотопно-геохронологических данных, которые свидетельствуют о широком проявлении кембрий-ордовикского гранитоидного магматизма в пределах восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). При этом считается, что массовый гранитоидный магматизм этого этапа связан с процессами аккреции венд-кембрийских океанических и островодужных комплексов с докембрийскими микроконтинентами ЦАСП [7, 8, 10].

В результате детальных геологических, петрогеохимических, изотопно-геохронологических методов исследования нами из состава джидинских гранитоидов были выделены вендские плагиогранитоиды, распространенные в пределах Бугуриктая-Модонкульского междуречья, о которых далее и пойдет речь.

Плагиогранитоиды распространены в юго-западной части Модонкульского ареал-плутона и образуют массивы-останцы, или ксеноблоки, сложенные преимущественно тоналитами среди диоритов и кварцевых диоритов более позднего аккреционно-коллизионного этапа. Взаимоотношения их с вмещающими диоритами часто тектонические, либо контакты перекрыты рыхлыми отложениями. Макроскопически они представляют собой зеленовато-серые чаще массивные породы, с гипидиоморфно-зернистой микроструктурой. Главными породообразующими минералами тоналитов являются плагиоклаз (50–65 %), кварц (20–30 %), амфибол (2–10 %) и биотит (2–5 %). В качестве аксессуарных минералов присутствуют сфен, апатит, циркон. Рудный минерал представлен магнетитом, вторичные – хлоритом и эпидотом.

По химическому составу гранитоиды однотипны и отвечают семейству гранодиоритов, которые характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2 = 65.20\text{--}66.50$  %. Они относятся к высокоглиноземистым ( $\text{Al}_2\text{O}_3 - 17.2\text{--}17.8$  %) и низкокалиевым ( $\text{K}_2\text{O} - 0.4\text{--}0.7$  %) породам нормального ряда натровой серии. На классификационной диаграмме *Ab-An-Or* точки составов гранитоидов Бугуриктая-Модонкульского междуречья располагаются в поле тоналитов.

По сравнению с аналогичными породами коллизионного этапа [5] изученные тоналиты характеризуются более низкими содержаниями (г/т): Ba (280–460), Rb (7–20), Y (1.6–7.0), Zr (17–60), Nb (0.7–2.0). График распределения редкоземельных элементов характеризуется сильным фракционным распределением РЗЭ и резким преобладанием ЛРЗЭ над ТРЗЭ  $(\text{La/Yb})_N = 6.4\text{--}10.6$ . Также необходимо отметить наличие минимумов по Nb и Ti, максимум по Sr. Тоналиты по содержаниям  $\text{Al}_2\text{O}_3 (>17$  мас. %), Yb (0.48–0.68 г/т) и отношениям Sr/Y и  $(\text{La/Yb})_N$  отвечают всем признакам плагиогранитоидов высокоглиноземистой серии [9, 12].

Для изотопно-геохронологических исследований из тоналитов была отобрана проба – М11-822, из которой выделено две разновидности цирконов – призматические полупрозрачные светло-желтые и водяно-прозрачные призматические кристаллы. Определение возраста по цир-

конам было произведено Т.Б. Баяновой в Геологическом институте КНЦ РАН, г. Апатиты. На изотопной U-Pb-диаграмме с конкордией цирконы всех морфотипов из тоналитов характеризуются близкими значениями, что позволяет рассматривать возраст 560–570 млн лет как наиболее вероятное время их формирования. Тоналиты Бугуриктая-Модонкульского междуречья характеризуются положительной величиной  $\epsilon_{Nd}(T)=+8.5$  и относительно близким Nd-модельным возрастом –  $T_{Nd}(DM) - 592$  млн лет и  $T_{Nd}(DM-2st) - 588$  млн лет.

В результате проведенных исследований нами предлагается следующий сценарий формирования вендских плагиогранитоидов Джидинской зоны. Первоначально считалось, что формирование гранитоидных интрузий в пределах зоны происходило не ранее чем 506–504 млн лет назад [2]. В результате более поздних исследований был установлен вендский возраст не только гранитоидов, но и габброидов [3], и было сделано предположение, что габброиды и гранитоиды могли кристаллизоваться в разноуровневых периферических очагах над субдуцирующим слэбом [4].

Островодужную природу тоналитов подтверждают и геохимические данные – наличие минимумов по Nb и Ti, максимум по Sr. На дискриминационных диаграммах С.Д. Великославинского (2003), Дж. Пирса и др. (1984) точки составов тоналитов располагаются преимущественно в полях островодужных гранитов.

На формирование тоналитовых магм имеется несколько точек зрения, однако в современной литературе преимущественно обсуждаются две модели: 1 – фракционная кристаллизация базальтовых или андезитовых магм, 2 – плавление метабазитовых субстратов. Учитывая геологическое строение тоналитовых интрузий (отсутствие средних и основных разностей пород), специфику петро- и геохимического состава пород (тоналиты относятся к гранитоидам I-типа), отсутствие отрицательного Eu-минимума, характерного для поздних дифференциатов основных магм, модель кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов для процесса формирования тоналитов Бугуриктая-Модонкульского междуречья нельзя рассматривать.

Наиболее вероятной моделью их формирования можно считать модель плавления мафических субстратов, которая подтверждается экспериментами по плавлению амфиболитов (метабазитов) [6, 9, 12, 13].

Генерация тоналитовых магм нами связывается с частичным плавлением мафического источника (субдуцирующей океанической плиты), который в ходе погружения плиты преобразуется в гранатсодержащие амфиболиты. Данный процесс свойствен ранним стадиям заложения зоны субдукции, при погружении и последующем плавлении молодой «горячей» океанической коры, с возрастом менее 25 млн лет на момент формирования субдукционной системы [11, 14]. Sm-Nd изотопные исследования подтверждают это, поскольку тоналиты характеризуются высокой положительной величиной  $\epsilon_{Nd}(T)=+8.5$ , а также относительно молодым возрастом протолита –  $T_{Nd}(DM) - 592$  млн лет и  $T_{Nd}(DM-2st) - 588$  млн лет.

Изотопные данные, в совокупности с геохимическими характеристиками гранитоидов, свидетельствуют о ведущей роли ювенильных источников, производных деплетированной мантии, при формировании тоналитовых расплавов. Участие древнего корового вещества при этих процессах изотопией не зафиксировано.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН (проект 10.1.) и РФФИ (проекты № 12-05-00223, 15-05-01633).

- [1] Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25–42.
- [2] Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде – палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 120–140.
- [3] Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Баянова Т.Б. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // ДАН. 2015. Т. 463, № 5. С. 576–580.
- [4] Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 91–108.
- [5] Елбаев А.Л. Раннеордовикский гранитоидный магматизм Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2013. 18 с.



- [6] *Жариков В.А., Ходоревская Л.И.* Гранитообразование по амфиболитам // *Петрология*. 2006. Т. 14, № 4. С. 339–357.
- [7] *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44, № 12. С. 1280–1293.
- [8] *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиМ СО РАН, 2010. 32 с.
- [9] *Туркина О.М.* Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // *Геохимия*. 2000. № 7. С. 704–717.
- [10] *Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. Часть 1: Геологические и геохронологические данные // *Петрология*. 2011. Т. 19, № 1. С. 83–107.
- [11] *Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. P. 662–665.
- [12] *Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K.* The petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // *Geological Society of America Special Papers*. 1996. V. 315. P. 205–215.
- [13] *Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // *Journal of Petrology*. 1995. V. 36, № 4. P. 891–931.
- [14] *Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M.J.* Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines // *Geology*. 1993. V. 21. P. 1007–1010.



## ПЕТРОГЕНЕЗИС СОВМЕЩЕННЫХ ШОШОНИТОВЫХ И ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ АДАКИТОВЫХ ГРАНИОТИДОВ РАННЕГО МЕЗОЗОЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев

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

Интрузивные массивы гранитоидов нередко несут в себе признаки совмещения различных петрологических процессов, формировавших часто контрастные серии пород. К числу таких совмещенных интрузивных образований в Горном Алтае относятся гранитоиды раннетриасового Айского ареала, где ранние интрузивные фазы монцонитов, меланосиенитов и сиенитов близки по своим геохимическим характеристикам к шошонитовой серии, а поздние граносиениты, умеренно-щелочные граниты и лейкограниты показывают близость к высоко-К адакитам (таблица). Поздние высоко-К адакитовые гранитоиды как образуют самостоятельные массивы, так и участвуют в строении крупных массивов совместно с шошонитовыми разностями.

Представительные анализы пород Айского ареала (главные компоненты в %, элементы – в г/т)

| Компоненты                     | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 50.13 | 55.27 | 57.12 | 58.5  | 61.87 | 66.11 | 72.87 | 72.77 | 76.88 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.24  | 1.18  | 1.44  | 1.2   | 1.20  | 0.47  | 0.16  | 0.23  | 0.11  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.03 | 14.56 | 17.17 | 17.5  | 17.28 | 16.64 | 13.96 | 14.01 | 12.92 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.35  | 3.79  | 3.07  | 3.23  | 2.12  | 1.44  | 0.75  | 1.03  | 0.37  |
| FeO                            | 4.65  | 4.34  | 3.98  | 2.18  | 2.01  | 1.37  | 0.83  | 0.9   | 0.36  |
| MnO                            | 0.16  | 0.18  | 0.17  | 0.13  | 0.12  | 0.09  | 0.04  | 0.07  | 0.03  |
| MgO                            | 6.85  | 5.11  | 1.48  | 1.2   | 0.67  | 1.01  | 0.37  | 0.32  | 0.11  |
| CaO                            | 9.22  | 6.55  | 3.52  | 3.15  | 2.12  | 2.10  | 0.49  | 1.05  | 0.32  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.22  | 4.08  | 3.65  | 3.4   | 3.04  | 4.89  | 4.61  | 3.3   | 4.09  |
| K <sub>2</sub> O               | 3.67  | 3.76  | 7.23  | 8.02  | 8.95  | 5.12  | 4.72  | 5.22  | 3.93  |
| П.п.п                          | 1.45  | 1.67  | 0.32  | 0.2   | 0.40  | 0.23  | 0.32  | 0.1   | 0.41  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.97  | 0.93  | 0.32  | 0.2   | 0.16  | 0.16  | 0.05  | 0.11  | 0.03  |
| ∑                              | 99.94 | 99.75 | 99.47 | 100.1 | 99.96 | 99.63 | 99.17 | 99.87 | 99.56 |
| Li                             | 21.2  | 20.5  | 30.0  | 21.7  | 18.8  | 27.6  | 55    | 56.1  | 10.8  |
| Rb                             | 95    | 104   | 125   | 140   | 109   | 78.9  | 145   | 134   | 172   |
| Cs                             | 1.2   | 1.8   | 2.1   | 1.9   | 2.2   | 2.8   | 3.6   | 5.6   | 1.9   |
| Be                             | 6.3   | 7.5   | 2.5   | 6.9   | 3.8   | 0.7   | 5.3   | 5.5   | 0.7   |
| Sr                             | 1951  | 2720  | 2200  | 2472  | 8750  | 630   | 280   | 239   | 8     |
| Ba                             | 2072  | 1970  | 2500  | 1752  | 1956  | 750   | 310   | 253   | 20    |
| La                             | 14    | 16    | 17    | 17.2  | 46    | 73    | 74    | 12.5  | 32    |
| Ce                             | 42    | 44    | 46    | 46.3  | 58    | 86    | 97    | 39.3  | 36    |
| Nd                             | 21    | 22    | 22    | 22.2  | 24    | 24    | 29    | 4.9   | 8.6   |
| Sm                             | 6.8   | 6.6   | 6.5   | 6.6   | 5.4   | 4.2   | 5.5   | 5.7   | 0.9   |
| Eu                             | 1.71  | 1.67  | 1.64  | 1.65  | 1.42  | 1.23  | 1.21  | 1.2   | 0.13  |
| Gd                             | 6.9   | 6.6   | 6.5   | 6.6   | 6.1   | 3.3   | 4.1   | 4.2   | 0.9   |
| Tb                             | 1.2   | 1.1   | 1.1   | 1.1   | 0.94  | 0.52  | 0.61  | 0.63  | 0.11  |
| Dy                             | 5.5   | 5.3   | 5.1   | 5.3   | 3.9   | 2.3   | 1.2   | 1.3   | 0.7   |
| Ho                             | 0.7   | 0.65  | 0.62  | 0.64  | 0.45  | 0.42  | 0.4   | 0.4   | 0.3   |
| Er                             | 3.9   | 3.7   | 3.5   | 3.6   | 2.8   | 2.7   | 2.5   | 2.1   | 1.9   |
| Tm                             | 0.7   | 0.6   | 0.5   | 0.6   | 0.4   | 0.3   | 0.2   | 0.25  | 0.2   |
| Yb                             | 3.6   | 3.4   | 3.1   | 3.4   | 2.8   | 1.22  | 1.6   | 1.7   | 1.4   |
| Lu                             | 0.7   | 0.6   | 0.5   | 0.6   | 0.4   | 0.3   | 0.25  | 0.26  | 0.2   |
| Y                              | 20.7  | 19.8  | 19.7  | 19.9  | 14.7  | 7.8   | 13.6  | 14.0  | 10.4  |
| Sc                             | 6.8   | 6.7   | 6.5   | 6.6   | 5.7   | 5.6   | 4.2   | 3.1   | 1.3   |
| Th                             | 4.3   | 4.5   | 5.8   | 4.7   | 5.4   | 24    | 27    | 23    | 48    |
| Hf                             | 4.6   | 4.8   | 4.9   | 4.4   | 18    | 5.2   | 6.9   | 6.8   | 4.6   |

## О к о н ч а н и е т а б л и ц ы

| Компоненты | 1    | 2     | 3     | 4     | 5     | 6    | 7    | 8    | 9    |
|------------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|
| Ta         | 0.4  | 0.5   | 0.5   | 0.8   | 0.9   | 1.66 | 3.2  | 2.6  | 4.8  |
| Nb         | 6.2  | 6.2   | 6.3   | 5.8   | 22.7  | 35.3 | 87.6 | 75.3 | 77.1 |
| Zr         | 342  | 338   | 334   | 324   | 276   | 243  | 238  | 202  | 215  |
| Sr/Y       | 94.2 | 137.4 | 111.7 | 124.2 | 595.2 | 80.7 | 20.6 | 17.1 | 0.8  |
| Eu/Eu*     | 0.75 | 0.76  | 0.76  | 0.76  | 0.75  | 0.97 | 0.75 | 0.73 | 0.44 |

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены: для главных компонентов – химическим методом, для остальных элементов – методом ICP-MS в Лаборатории СО РАН (г. Новосибирск). 1 – монцгоаббро, 2 – монзонит, 3–4 – меланосиенит, 5 – сиенит, 6 – граносиенит, 7–8 – гранит умеренно-щелочной, 9 – лейкогранит.

Монцгоаббро, монзониты, меланосиениты и сиениты характеризуются высокими содержаниями  $K_2O$  (3.67–8.95 %) и отношениями  $K_2O/Na_2O$  (0.92–2.90), очень высокими концентрациями Sr и Ba, сравнительно высокими Y (14.7–20.7 г/т) и низкими Yb (2.8–3.6 г/т), умеренной негативной аномалией европия (Eu/Eu\*=0.75–0.76). Высоко-К адакитовые гранитоиды, представленные граносиенитами, умеренно-щелочными гранитами и лейкогранитами, характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами (РЭ), деплетированием тяжелыми (РЭ), фракционированной моделью распределения тяжелых (РЭ), повышенными содержаниями Sr (кроме лейкогранитов), Nb и низкими концентрациями Y (менее 18 г/т) и Yb (менее 1.8 г/т). Последние характеристики сближают их с адакитовыми образованиями. Сиениты по своим геохимическим характеристикам имеют промежуточные параметры между ранними шошонитовыми породами и адакитовыми гранитоидами, что свидетельствует о процессах смешения ранних и поздних расплавов при становлении массивов Айского ареала. На смешение магм указывают многочисленные мелкозернистые мафитовые включения в сиенитах.

Минеральный состав и геохимические особенности шошонитовых гранитоидов ареала подтверждают, что они генерированы путем фракционной кристаллизации шошонитовых мафических расплавов, производных из метасоматизированной литосферной мантии с различной степенью фракционирования оливина, клинопироксена и полевого шпата.

Соотношения изотопов стронция и неодима в шошонитовых гранитоидах Айского ареала тяготеют к источнику мантии EM II, характеризующемуся высокими отношениями  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , низкими значениями  $\epsilon Nd$  и относительно обогащенному радиогенным свинцом, что связывается с субдуцированием в мантию терригенных осадков [2].

Чаще всего адакитовый магматизм связывается с зонами субдукции. Раннетриасовые вещественные комплексы Горного Алтая не имеют никакого отношения к процессам субдукции. Они связаны с функционированием Сибирского суперплюма. А конечные фазы шошонитового магматизма, имеющего признаки высоко-К адакитов Айского ареала, рассматривались как дифференциаты мафического шошонитового расплава [1]. По нашим данным, заключительные фазы становления массивов Айского ареала имели иную природу.

Ключевое значение для понимания генезиса высоко-К адакитовых гранитоидов Айского ареала имеют аномально высокие концентрации в них Nb (от 35 до 87 г/т). Это свидетельствует об образовании их за счет плавления высоко-Nb базальтов (NEB). Геохимические характеристики анализируемых пород позволяют относить их к LSA типу магм (Low Si adakites), источником которых является субконтинентальная литосферная мантия, преобразованная магмами, образовавшимися при плавлении субдуцированной океанической литосферы под воздействием плюмового источника.

[1] Владимирова А.Г., Шокальский С.П., Пономарёва А.П. Раннепалеозойский – раннемезозойский гранитоидный магматизм и проблема рифтового этапа тектогенеза в Горном Алтае // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1995. С. 186–189.

[2] Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 490 p.



## РАННЕОРДОВИКСКИЙ U-Pb ВОЗРАСТ (SHRIMP II) ЗАСУРЬИНСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА В ГОРНОМ АЛТАЕ

Н.И. Гусев

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

Засурьинский комплекс, ордовикский возраст которого впервые обосновал В.А. Кривчиков при проведении ГС-50 в 1986–1993 гг., объединяет вулканогенные породы засурьинской свиты среди тектонических линз осадочных пород в северо-восточном крыле Чарышско-Теректинского разлома. В составе засурьинского комплекса присутствуют вариолитовые и афировые пиллоу-лавы, плагиоклаз- и пироксен-плагиоклазпорфировые базальты и их вулканокластические производные, долериты и габбро-долериты. Базальтоиды ассоциируют с радиоляриевыми и ленточными кремнями, кремнистыми сланцами, аргиллитами и глинистыми сланцами. Брекчиевидные и оползневые текстуры, конседиментационная асимметричная микро-складчатость в кремнистых осадках предполагают, что они представляют фации склонов океанических островов [6, 7].

Породы засурьинского комплекса относятся к умеренно-щелочным базальтам, трахибазальтам и андезибазальтам. В координатах  $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$  также выделяются базальты умеренно-щелочные и щелочные. По соотношению  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{+FeO-MgO}$  все умеренно щелочные разновидности относятся к высокожелезистым толеитам. Величина  $\text{mg\#}$  варьируется от 56 до 20. По содержаниям  $\text{TiO}_2$ , Th, Nb и редкоземельных элементов все породы разделились на три группы [6]: деплетированные базальты (N-тип), обогащенные (E-тип) и промежуточные (T-тип).

Деплетированные Th, Nb и PЗЭ толеитовые базальты (рис. 1) отличаются от других разновидностей плоской структурой распределения PЗЭ с отрицательными аномалиями Gd, Nb и Th, большой величиной  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  (от +8.4 до +9.9) и относительно слабой обогащенностью радиогенным (коровым) стронцием ( $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$  5.37–10.69). На основании этих особенностей предполагается, что источник базальтов находился в малоглубинной литосферной мантии, содержащей рециклинговый субдукционный компонент.

Промежуточные базальты имеют умеренно фракционированную структуру распределения PЗЭ ( $\text{La/Sm}_\text{N}$ =1.6–2.0,  $\text{(Gd/Yb)}_\text{N}$ =1.3–2.4, положительные величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ =+6.3...+8.5, положительную Nb и отрицательную Th аномалии по отношению к La ( $(\text{Nb/La})_{\text{pm}}$ =1.2–1.6,  $(\text{Th/La})_{\text{pm}}$ =0.7–0.9).

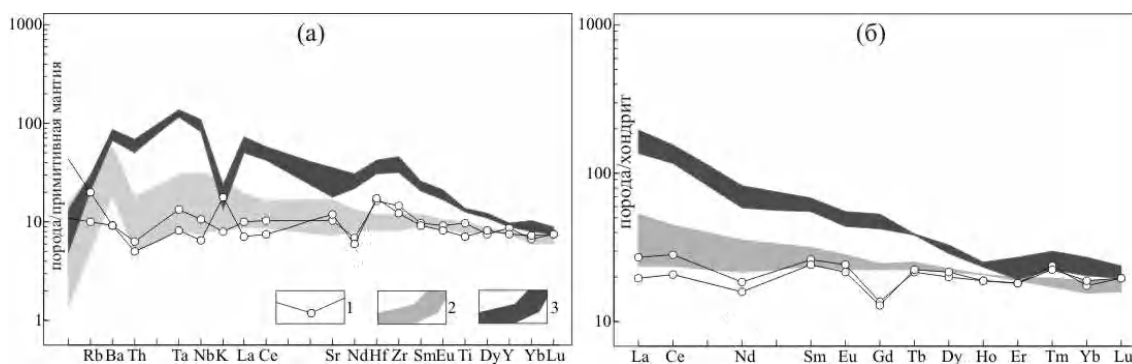


Рис. 1. Мультиэлементные диаграммы для пород засурьинского комплекса. Базальтоиды: 1 – деплетированные (N-тип); 2 – промежуточные (T-тип); 3 – обогащенные (E-тип). Использованы результаты анализов [6]. Нормализация содержаний проведена по составу примитивной мантии (а) и хондрита (б) по [8].

Базальты Е-типа, доминирующие среди вулканических пород, обогащены легкими РЗЭ ( $(La/Sm)_N=1.9-4.7$ ,  $(Gd/Yb)_N=1.5-2.5$ ), характеризуются положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  (+7.0...+7.1), положительной аномалией Nb и отсутствием или положительной Th аномалией ( $(Nb/La)_{pm}=1.0-1.8$ ,  $(Th/La)_{pm}=0.60-1.15$ ). Обогащенные базальты имеют фракционированную структуру распределения РЗЭ  $(La/Yb)_N=6-9$ , чем отличаются от промежуточных с умеренным фракционированием ( $(La/Yb)_N=3-4$ ), а также резко выраженную положительную аномалию Nb, подобную фанерозойским базальтам океанических островов, источником которых считается мантийный резервуар типа HIMU [6]. Промежуточные и обогащенные базальты с отношением  $^{147}Sm/^{144}Nd=0.12-0.15$  имеют модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM)$  0.56–0.7 млрд лет,  $T_{Nd}(DM-2st)$  0.54–0.66 млрд лет.

Принимая во внимание изотопно-геохимические особенности и ассоциацию деплетированных базальтов с глубоководными кремнистыми осадками, можно предполагать, что они могли формироваться в обстановке спредингового хребта и, вероятно, представляют основание океанического острова, сложенного базальтами. Обогащенные и промежуточные базальты интерпретируются как ликвидусные расплавы мантийных плюмов. Предполагается, что все три типа базальтов засурьинского базальтового комплекса в первоначальном виде формировали нормальную последовательность коры океанического типа, которая подверглась дезинтеграции, латеральным перемещениям и тектоническому перемешиванию с пластинами терригенно-осадочных пород чарышской и маралихинской свит в сдвиговой зоне Чарышско-Теректинского разлома. Осадочные отложения (чарышская и маралихинская свиты), видимо, являются образованиями передовой (амагматичной) дуги Салаирской островодужной системы. В соприкосновение с ними на рубеже кембрия и ордовика были приведены вулканические комплексы субдцируемой океанической коры, представленные засурьинским комплексом. Позднекембрийский-раннеордовикский возраст засурьинского базальтового комплекса определяется на основании возраста вмещающих базальты кремнистых пород, содержащих конодонты, радиолярии и кремнистые губки переходного возраста между тремадоком и аренигом [1, 7].

В последнее время появилась иная точка зрения на засурьинский базальтовый комплекс. Присутствие базальтоидов различных геохимических типов послужило основанием для отрицания существования засурьинского комплекса в принципе и отнесению метабазитов к более молодым дайковым комплексам – позднедевонскому урскульскому и позднепермскому теректинскому [2, 5]. Ассоциирующие с базальтоидами кремни объясняются окремнением пород, а пласты туфов рассматриваются как туффизиты флюидогенного генезиса [3, 4].

В 2016 г. из пробы «туффизитов» по р. Сосновка (которые соответствуют обогащенным базальтам Е-типа по [6], содержание циркония в них достигают 383 г/т), отобранной убежденным противником существования засурьинского комплекса, нами было изучено 14 зерен циркона. По результатам датирования U-Pb методом (SHRIMP, ЦИИ ВСЕГЕИ) получено два возрастных кластера: по трем зернам (в нижней части рис. 2) возраст составил  $1795 \pm 36$ – $1723 \pm 67$  млн лет, еще 11 зерен дали конкордантный возраст  $478.5 \pm 3.9$  млн лет. Этот циркон имеет среднее содержание U 129, Th 110 г/т, Th/U 0.77.

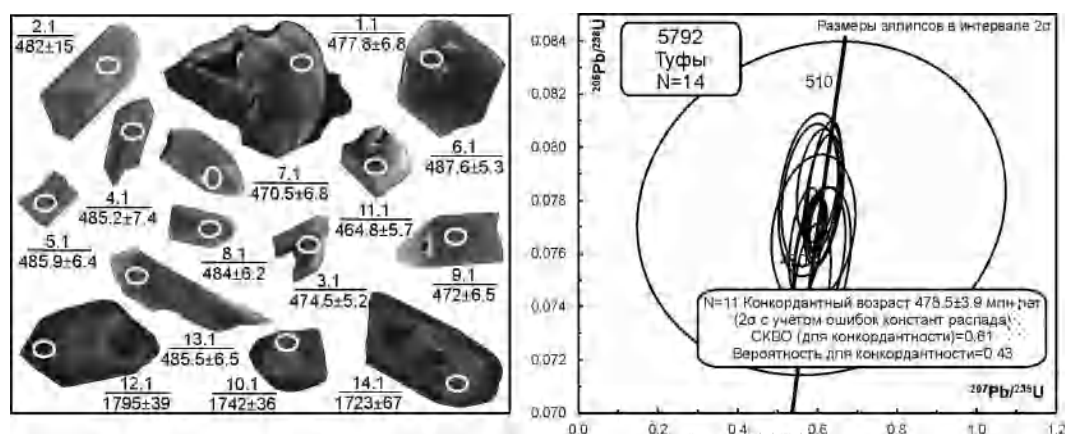


Рис. 2. Катодолуминесцентные изображения и U-Pb возраст циркона из туфов пр. 5792 на р. Сосновка (автор пробы Ю.А. Туркин, 2015 г.).

Возраст кристаллизации обломков долеритов в туфах по преобладающему циркону принимается как раннеордовикский –  $478.5 \pm 3.9$  млн лет (тремадок), раннепротерозойский циркон, вероятно, является унаследованным из протолита. Как видно, возраст магматизма точно совпадает с фаунистическим возрастом вмещающих кремнистых пород. Раннепротерозойский циркон свидетельствует о наличии в мантии материала, более древнего, чем модельный возраст протолита обогащенных базальтов засурийского комплекса. Полученный результат, с одной стороны, подтверждает реальное существование раннеордовикского засурийского базальтового комплекса, с другой – ставит под сомнение существование туффзитов флюидогенного генезиса в Северо-Западном Горном Алтае.

- [1] *Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.М., Обут О.Т., Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д.* Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурийской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 9. С. 1427–1444.
- [2] *Туркин Ю.А.* Структурно-тектоническая позиция и петрохимические особенности metabазитов позднедевонских дайковых поясов Алтая // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 4 (16). С. 65–73.
- [3] *Туркин Ю.А.* Базальтовые туффзиты Горного Алтая: геологическое положение, петрографические особенности, проблемы диагностики // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 3 (23). С. 89–97.
- [4] *Туркин Ю.А.* Средне-позднепалеозойский базитовый магматизм Горного Алтая // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Материалы третьей международной научной конференции. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. С. 191–193.
- [5] *Туркин Ю.А., Федак С.И.* Базиты Северо-Западного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая. 2012. Вып. 1–2 (15). С. 56–64.
- [6] *Safonova I.Yu., Sennikov N.V., T. Komiya Y.V., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V.* Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasu'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 191–207.
- [7] *Sennikov N.V., Obut O.T., Iwata K., Khlebnikova T.V., Ermikov V.D.* Lithological markers and bio-indicators of deep-water environments during Paleozoic siliceous sedimentation (Gorny Altai segment of the Paleo-Asian Ocean) // Gondwana Research. 2004. V. 7, № 3. P. 843–852.
- [8] *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.



## ГРАНИТОИДЫ РУБЕЖА ПЕРМИ И ТРИАСА НА ЮГЕ ГОРНОГО АЛТАЯ

Н.И. Гусев<sup>1</sup>, О.М. Попова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay\_gusev@vsegei.ru

<sup>2</sup> с. Малоенисейское, АО «Горно-Алтайская экспедиция», olga-snige@mail.ru

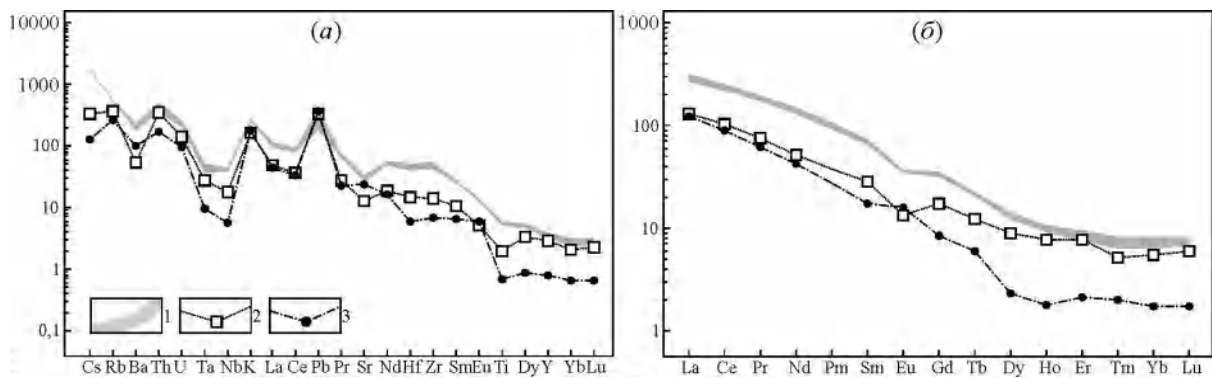
На юге Горного Алтая широко распространены калиевые крупнопорфировидные гранитоиды раннедевонского (рахмановский комплекс, 420–405 млн лет), реже триас-юрского возраста (чинадагатауйский и алахинский комплексы, 210–195 млн лет) [1]. Гранитоидный магматизм рубежа перми и триаса (~250 млн лет) проявлен сравнительно слабо и представлен двумя малыми интрузивами тархатинского и дайками чуйского лампрофирового (до лампроитов) комплекса [2]. При более детальном изучении выяснилось, что среди крупнопорфировидных гранитоидов также присутствуют относительно крупные раннетриасовые массивы тархатинского комплекса, примером чему служит массив р. Карасу.

Тархатинский монцодиорит-граносиенитовый комплекс является двухфазным: первая фаза – пироксен-биотит-амфиболовые монцодиориты и монцониты, вторая – кварцевые монцониты, граносиениты и монцограниты. Петротипический Тархатинский массив имеет удлиненную форму и площадь около 3 км<sup>2</sup>. Массив слабо эродирован, центральная часть сложена порфировидными биотитовыми граносиенитами. Для пород эндоконтакта характерен более меланократовый облик и равномерно-зернистая структура; порфировидные выделения почти не встречаются, но количество калишпата достигает до 50 %. Характерно кучное (шлирво-такситовое) распределение темноцветов, представленных клинопироксеном, амфиболом и биотитом.

Карасукский массив залегает в крайней западной части Южночуйского хребта на высоте 3200 м среди гнейсов южночуйского полиметаморфического комплекса. Форма интрузива неправильно-ромбическая, вытянутая в восток-северо-восточном направлении, размер по длинной оси около 13 км, в поперечнике достигает 6.5 км. В отличие от Тархатинского, Карасукский массив глубоко эродирован, современный врез долины р. Карасу превышает 700 м. Интрузив представляет собой почти вертикальное столбообразное тело, сопровождающееся многочисленными пологопадающими апофизами [3]. Контактные изменения во вмещающих гнейсах выражены отчетливо, хотя проявляются в контактовом ореоле шириной не более 0.15–1.00 м. В биотитовых гнейсах обычного состава в экзоконтакте развиваются порфиробласты микроклина, роговой обманки и появляются скопления мелкочешуйчатого биотита, содержание которого в породе достигает 50–60 %. Резко повышается содержание апатита, циркона, магнетита. Порфировидные биотитовые гранитоиды отличаются постоянством состава и структуры и только в пределах узкой приконтактной полосы и вблизи ксенолитов обогащены биотитом и иногда роговой обманкой [3]. Для наиболее распространенных кварцевых монцонитов и сиенитов характерным является преобладание полевых шпатов (плагиоклаз (An<sub>17-25</sub>) 35–45 %, микроклин 27–35 %) над кварцем (17–23 %). Биотит составляет 8–10 %, роговая обманка 0–3 %.

Гранитоиды Карасукского и Тархатинского массивов высококалиевые (шошонитовые), магниезиальные mg# 53–67, при этом монцониты первой фазы (SiO<sub>2</sub> 62.0–64.5 %) щелочные (Σalc=9.00–9.95 %; K<sub>2</sub>O 7.32–7.99 %) и метаглиноземистые (ASI=0.86–0.91). Граносиениты второй фазы (SiO<sub>2</sub> 66.7–68.6 %) щелочно-известковистые (Σalc=7.9–8.9 %; K<sub>2</sub>O 7.52–5.82 %) и плюмазитовые (ASI 1.02–1.21). На рис. 1 в гранитоидах тархатинского комплекса наблюдаются положительные аномалии K, Cs, Rb, Th, Pb и относительные понижения по Ba, Ta, Nb, La, Ce, Ti.

Сочетание повышенных содержаний совместимых элементов (K, Ba, Sr, Cs, Rb) и несовместимых (Mg, Cr, Ni, Co) свидетельствует о корово-мантийном взаимодействии при образова-



**Рис. 1.** Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов тархатинского комплекса. 1 – монцониты Тархатинского массива (I фаза); 2–3 – массив Карасу (II фаза): 2 – биотит-амфиболовые граносиениты, 3 – биотитовые граносиениты.

нии гранитоидов. Так, монцониты характеризуются содержанием (г/т): Ba 1180–1480; Sr 515–560; Zr 443–567; Cr 143–290; Ni 180–204;  $\Sigma P3Э=300-342$ . За счет низкого содержания тяжелой группы наблюдается сильная фракционированность P3Э ( $(La/Yb)_N$  34.6–46.9). В сиенитах ниже содержание (г/т): Ba 352–655; Sr 253–481; Cr 25–81; Ni 13–30,  $\Sigma P3Э=116-138$ , и особенно Yb 0.92–0.29 г/т, в результате чего наблюдается высокая фракционированность P3Э ( $(La/Yb)_N$  22.8–66.7). В наиболее фракционированных разностях биотитовых сиенитов появляются положительные аномалии Sr и Eu ( $Eu/Eu^*$  1.32) (рис. 1). Величина отношения Sr/Y в монцонитах стабильно высокая (31–47) и сильно варьируется в сиенитах (20–142).

Таким образом, в гранитоидах тархатинского комплекса, наряду с признаками шошонитов, проявлены характеристики адакитового магматизма в виде деплетированности тяжелыми P3Э, Y и HFSE (Nb, Ta, Ti). По экспериментальным данным такие геохимические особенности указывают, что остаточными фазами при формировании расплава были гранат (богатый Y и тяжелыми P3Э) и рутил (богатый Ti, Nb, Ta), и предполагают в качестве рестита обогащенные рутилом эклогиты.

Цирконы из монцонитов и граносиенитов существенно отличаются по морфологии и составу. В монцонитах цирконы светлые с грубой нечеткой иногда секториальной зональностью (рис. 2). Содержание U 114–236, Th 109–301 г/т, Th/U=0.99–1.62. В граносиенитах цирконы с ярким свечением и тонкой ритмичной зональностью. Содержание U 650–2956, Th 321–1286 г/т, Th/U=0.35–0.55. Конкордантный возраст пород перекрывается в пределах погрешности измерений около 250 млн лет.

Сходными являются Sm-Nd изотопные системы гранитоидов Карасукского и Тархатинского массивов. В пересчете на возраст 250 млн лет они характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  –2.7; –2.8 и Nd-модельным возрастом протолита  $T_{Nd}(DM)$  около 1 млрд лет,  $T_{Nd}(DM-2St)$  1.26–1.28 млрд лет.

Для широко распространенных раннетриасовых гранитоидов Горного Алтая характерно присутствие высоко-Ba-Sr разностей шошонитовой и адакитовой серий [4]. Происхождение высоко-Ba-Sr гранитов связывают с плавлением мантийного источника, метасоматически измененного под воздействием субдуцированных осадков и пелагических карбонатных пород, или с рециклингом континентальной литосферы в результате плотностной деструкции, связанной с деляминацией нижней коры избыточной мощности. Магматизм на рубеже перми и триаса обычно связывают с отдаленным влиянием Сибирского суперплюма (252–248 млн лет). Альтернативной причиной формирования высококальциевых адакитоподобных гранитоидов тархатинского комплекса, которые являются следствием смешения нижнекоровых гранитных расплавов и шошонитовых мафических магм, может быть постколлизонная релаксация земной коры. На юге Алтая коллизия Сибирского и Казахстанского континентов начала проявляться с серпуховского времени и с некоторым затуханием продолжалась до раннего мезозоя. На рубеже перми и триаса, когда в результате коллизонных процессов кора достигла критически большой мощности, что сопровождалось ростом температуры и снижением ее вязкости, последовало расползание нижней коры и обвал (коллапс) горного сооружения. Временное прекра-



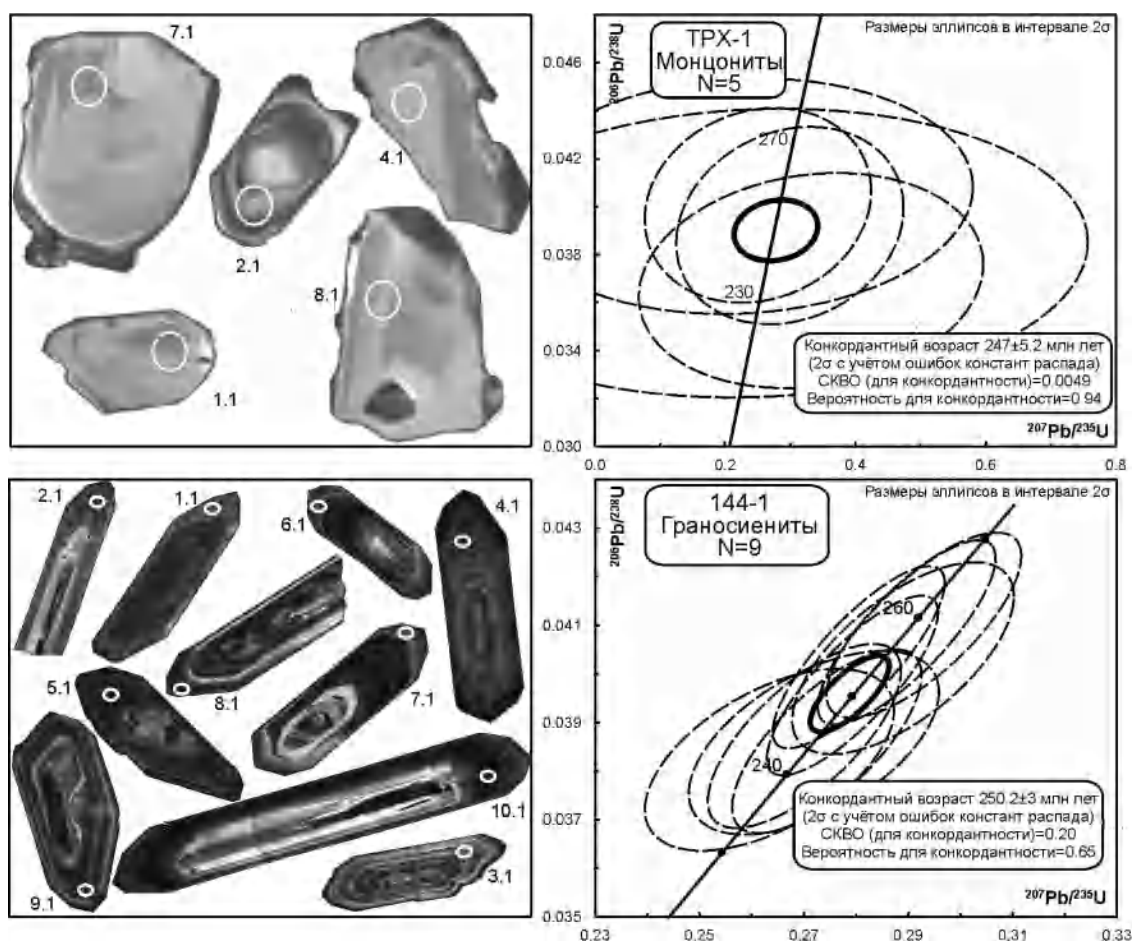


Рис. 2. Катодолюминесцентные (КЛ) изображения и U-Pb возраст циркона из гранитоидов тархатинского комплекса. TRX-1 – Тархатинский массив (I фаза), 144-1 – Карасукский массив (II фаза).

щение коллизионного сжатия привело к апвеллингу горячей астеносферы, которая вступила в контакт с нижней корой.

- [1] Гусев Н.И., Круглова А.А., Пономарев А.Л. и др. Раннедевонские и мезозойские граниты Южного Горного Алтая: сходства и отличия // Природные ресурсы Горного Алтая. 2015. № 1–2 (19). С. 4–26.
- [2] Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Раннемезозойские лампроиты и монцонитоиды юго-востока Горного Алтая: геохимия, Sr-Nd изотопный состав, источники расплавов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 6. С. 1057–1079.
- [3] Митропольский А.С., Кулик Н.А., Мельгунов С.В. О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1967. Т. 5. С. 252–267.
- [4] Gusev N.I., Gusev A.I., Shokalsky S.P. et al. Timing (U-Pb, SHRIMP II) of Eastern Altai granites coeval to Siberian super-plume activity, their geochemistry and metallogeny // Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Irkutsk: Petrographica, 2011. P. 92–95.



## «ДИФфуЗИОННАЯ» ГРАНИЦА ИЗОТОПНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ИНДИЙСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО MORB-ТИПОВ ПОД КАМЧАТКОЙ

М.Ю. Давыдова, Ю.А. Мартынов

Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

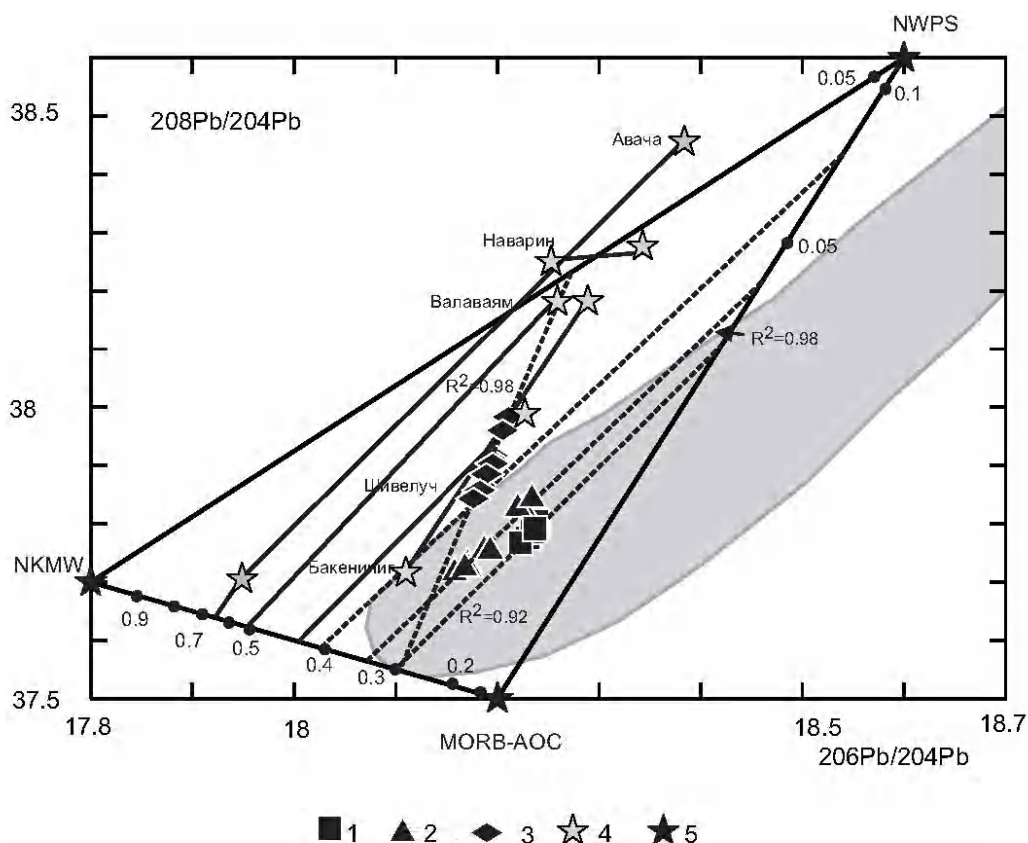
Зоны конвергенции литосферных плит западной Пацифики являются границей двух основных изотопных доменов Земли – Индийского и Тихоокеанского MORB-типов (например [5]). Впервые этот вывод был сделан на основании данных, полученных при изучении изотопного состава Pb в вулканитах Южного полушария (DUPAL аномалия). Позднее он подтвердился при изучении Pb-Nd-Hf изотопной системы срединно-океанических хребтов, Курильской, Японской и Изу-Марианской островных дуг (например [3]). Обобщение полученных данных показало, что начиная с позднего мела граница между двумя мантийными резервуарами проходила по поверхности субдуцирующей океанской плиты [8], что препятствовало их взаимодействию в обстановке субдукции. Встречающиеся «диффузионные» границы двух изотопных резервуаров обычно связывают с влиянием плюмовых источников.

К «диффузионным» границам можно отнести и Камчатку, поскольку развитые здесь вулканиты отличаются крайне низкими содержаниями радиогенного свинца и Hf по сравнению с одновозрастными лавами Курильских островов [3] и Японии. Присутствие мантии индийского MORB-типа под Камчаткой было доказано только при изучении Hf-Nd изотопной системы [9]. В данной статье роль мантийных резервуаров Тихоокеанского и Индийского типов MORB в формировании современной надсубдукционной мантии полуострова рассматривается на основании современных прецизионных опубликованных и неопубликованных данных по распределению свинцовых изотопов в плиоценовых шохонитах вулкана Уксичан Срединного хребта (СХ) [1], плиоценовых адакитов Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД) [4] и базальтов Нового Толбачинского извержения [2].

На диаграмму  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , кроме разновозрастных вулканитов Камчатки (рисунок), вынесены средние составы осадков северной части Тихого океана (NWPS), измененных базальтов Тихоокеанской плиты (MORB-АОС) и надсубдукционной мантии Северной Камчатки (NKMW), которые в работе [6] рассматриваются в качестве конечных членов изотопной системы камчатских лав. В поле, ограниченное NWPS, MORB-АОС и NKMW, кроме вулканитов СХ и ЦКД, попадает большая часть перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов Восточного хребта (в. Авача), ЦКД (в-ны Шивелуч, в. Толбачик, в. Бакенинг) и мыса Наварин. За его пределами располагаются фигуративные точки верлитов р. Валаваям и в. Харчинский, что указывает на присутствие под Камчаткой участков мантии, более деплетированных, чем NKMW. Но это принципиально не влияет на результаты выполненного нами геохимического моделирования.

Изотопные составы разновозрастных и пространственно разобщенных вулканитов Камчатки на диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  группируются в отчетливо выраженные линейные тренды с высокими коэффициентами корреляции ( $R^2=0.92$ – $0.98$ ), что указывает на важную роль в магмогенезисе этих пород осадочного субдукционного компонента. О его физической природе (водный флюид или расплав) позволяют судить особенности поведения Th и Yb. Отчетливый субгоризонтальный тренд плиоценовых базальтов в. Уксичан на диаграмме Th–Yb (не показана) указывает на расплавную фазу, что не противоречит современным геодинамическим моделям, основанным на реалистичной реологии слэба и мантийного клина, геометрии погружающейся океанической плиты [10]. В отличие от более ранних представлений, эти модели предполагают более высокие температуры на поверхности погружающейся плиты, достигающие под вулканическим фронтом значений (до 950 °C), превышающих температурные параметры водного плавления осадочного материала.

В работе [12] было высказано предположение об образовании пироксенитов в результате инфильтрации через перидотитовый материал обогащенных  $\text{SiO}_2$  расплавов, образованных в



**Изотопный состав Pb в ксенолитах и разновозрастных вулканитов Камчатки.** 1 – плиоценовые шошониты в. Уксичан СХ; 2 – плиоценовые адакиты ЦКД; 3 – базальты Нового Толбачинского извержения 2012–2013 гг.; 4 – ксенолиты перидотитов и пироксенитов Камчатки; 5 – модельные конечные члены свинцовой изотопной системы. Залитое серым поле – базальты с изотопными характеристиками Тихоокеанского MORB-типа; сплошными линиями показаны линии смешения ультрабазитов и пироксенитов в различных вулканических центрах; пунктирными – математически усредненные тренды составов вулканических пород.

результате плавления субдукционного осадка. В нашем случае подобный механизм подтверждается широким распространением ксенолитов пироксенитов в различных вулканических центрах Камчатки, а также близостью их изотопного состава к осадкам северо-западной части Тихого океана.

Сложнее оценить физическую природу MORB-AOC изотопного компонента. Поскольку Pb является флюидомобильным элементом, многие исследователи важнейшую роль в формировании свинцовой изотопной системы островодужных магм отводят низкотемпературному водному флюиду [11]. Но для Камчатки этому противоречат сравнительно высокие температуры на поверхности океанической плиты и положительная корреляция радиогенного  $^{208}\text{Pb}$  как с флюидомобильными (Pb, Ba), так и с консервативными (Th, Zr, Hf, Nb, Ta, La) некогерентными элементами. С учетом последнего в работе [13] было высказано предположение, что даже в условиях «холодной» субдукции в тыловой зоне при температурах  $>800\text{ }^\circ\text{C}$  и давлении  $>5\text{ GPa}$  возможно плавление базальтового слоя океанической коры. Но в пределах Камчатки в плиоцене геологические признаки субдукции океанической плиты не фиксируются. Магматические комплексы этого возрастного периода – шошонит-латитового и щелочно-базальтового ряда в СХ, щелочно-базальтового – в восточном поясе, магнезиальных андезитов, адакитов и NEB-адакитовой ассоциации в ЦКД, магнезиальных андезитов и адакитов в зоне Алеутско-Камчатского сочленения – более типичны для островных дуг, образовавшихся при «горячей» субдукции или испытавших разрушение субдукционной пластины процессами, не связанными с субдукцией [7]. Геологические признаки «горячей» субдукции океанической плиты под Камчатку отсутствуют, в то время как роль астеносферных окон в формировании современного структурного плана полуострова признается многими исследователями (например [14]). Учитывая это, мы предполагаем астеносферную природу MORB-AOC изотопного компонента, что,

в свою очередь, свидетельствует об активном взаимодействии астеносферной мантии Тихого океана с континентальной литосферой

Таким образом, есть все основания считать, что на формирование гетерогенной надсубдукционной мантии Камчатки оказывали влияние как субдукционные процессы, так и процессы, не связанные с субдукцией. Влияние первых выразилось в образовании пироксенитов, последовательное истощение которых приводило к появлению расплавов с варьирующимися изотопными отношениями Rb. Уникальным примером этого может служить Толбачинское извержение 2012–2013 гг., изотопный состав продуктов которого закономерно менялся на протяжении девяти месяцев [2].

Происхождение второго типа мантийной гетерогенности Камчатки связано с активным взаимодействием океанической астеносферы и субконтинентальной литосферы. Оба эти механизма определили «диффузивный» характер надсубдукционной мантии Камчатского полуострова.

Данное исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 16-35-00138 мол\_а) и ДВО РАН (проект № 15-И-2-042).

- [1] Давыдова М.Ю. Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2014. 24 с.
- [2] Колосков А.В., Давыдова М.Ю., Избеков П.Э. и др. Эволюция состава пород новых Толбачинских вулканов в ходе извержения 2012–2013 гг. – мантийный контроль «онлайн» // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 5. С. 19–39.
- [3] Мартынов Ю.А., Кимура Дж.И., Мартынов А.Ю., Рыбин А.В., Катакузи М. Присутствие мантии индийского MORB типа под Курильской островной дугой: результаты изотопных исследований мафических лав о-ва Кунашир // Петрология. 2012. № 1. С. 102–110.
- [4] Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 41 с.
- [5] Hickey-Vergas R., Hergt J.M., Spadea P. The indian ocean-type isotopic signature in Western Pacific marginal basins: origin and significance // American Geophysical Union Geophysical Monograph. 1995. V. 88. P. 175–197.
- [6] Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 452–480.
- [7] Kimura J.I., Gill J.B., Kunikiyo T. et al. Diverse magmatic effects of subducting a hot slab in SW Japan: Results from forward modeling // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2014. V. 15. P. 691–739. doi:10.1002/2013GC005132.
- [8] Miyazaki T., Kimura J.-I., Senda R. et al. Missing western half of the Pacific Plate: Geochemical nature of the Izanagi-Pacific Ridge interaction with a stationary boundary between the Indian and Pacific mantles // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. V. 16. P. 3309–3332. doi:10.1002/2015GC005911.
- [9] Münker C., Wörner G., Yogodzinski G.M. et al. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 224. P. 275–293.
- [10] Syracuse E.M., v. Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 183, № 1–2. P. 73–90. doi:10.1016/j.pepi.2010.1002.1004.
- [11] Straub S.M., Goldstein S.L., Class C. et al. Mid-ocean-ridge basalt of Indian type in the northwest Pacific Ocean basin // Nature Geoscience. 2009. V. 2. P. 286–289. doi:10.1038/NGEO471.
- [12] Straub S.M., Gomez-Tuena A., Stuart F.M. et al. Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 303. P. 337–347.
- [13] Tollstrup D.L., Gill J.B., Kent A.J.R. et al. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab, revisited // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. V. 11. Q01X10. doi:10.1029/2009GC002847.
- [14] Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G. et al. Geochemical evidence of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature. 2001. V. 409. P. 500–504.



## НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА: НОВЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ

М.К. Данукалова<sup>1</sup>, А.Б. Кузьмичев<sup>1</sup>, А.А. Багаева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, danukalovamk@yandex.ru, nsi.kuzmich@yandex.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, aleksandra\_bagaeva@vsegei.ru

Начиная с геологических исследований середины прошлого века в пределах Таймыра выделяется два типа разреза нижнего-среднего палеозоя: мелководный карбонатный и более глубоководный («бассейновый») черносланцевый [1, 2 и др.]. Первый тип распространен в так называемой Южно-Таймырской структурно-фациальной зоне, второй – в Центрально-Таймырской зоне. Граница между ними проводится по зоне Пясино-Фаддеевского надвига, по которому сланцевые толщи надвинуты на карбонатные с СЗ на ЮВ [напр., 1, 3]. Если карбонатный разрез ордовика – среднего карбона Южного Таймыра традиционно рассматривается как отложения пассивной окраины Сибири, то относительно Центрально-Таймырского домена существовали разные взгляды. К примеру, Л.П. Зоненшайн с коллегами [4] предполагали, что в палеозое и раннем мезозое он был отделен от Сибири океаном. Позже было установлено, что переход от карбонатного к черносланцевому типу разреза осуществляется постепенно, и был выделен третий, переходный, тип разреза палеозоя [5], что полностью опровергло возможность существования океана между Южно-Таймырской и Центрально-Таймырской зонами в палеозое. Существенно черносланцевые разрезы раннего-среднего палеозоя Центрального Таймыра стали рассматриваться как дистальный компонент пассивной окраины Сибири [6].

В июле-сентябре 2016 г. авторами в составе Фаддеевской геолого-съёмочной партии ВСЕГЕИ проведены полевые исследования в северо-восточной части Таймыра к югу от залива Фаддея, на участке между реками Жданова и Ключевка. В результате получены новые данные о структурных особенностях палеозойских отложений в районе Пясино-Фаддеевского надвига и о строении разрезов кембрия – силура в переходной фациальной зоне.

Палеозойские породы на изученной территории интенсивно дислоцированы и расчленены, причем деформации не приурочены к какой-либо узкой зоне, но проявлены в различной степени на обширном пространстве (более 20 км вкостр простираения структур). Наши наблюдения подтверждают условность выделения Пясино-Фаддеевского разлома как пограничного «шва» [см. 4] между Центрально-Таймырским и Южно-Таймырским доменами, который в реальности представляет собой сложнопостроенную широкую зону, состоящую из серии кулисных разноамплитудных надвигов [напр., 1]. На основе сотен замеров элементов залегания слоистости и кливажа осевой плоскости сделан вывод о северо-западной вергентности этой структуры (надвигание с юго-востока на северо-запад), что противоречит общепринятым представлениям о вергентности Пясино-Фаддеевского надвига [1, 3, 4, 6].

Отложения нижнего-среднего кембрия в районе исследований обнажены крайне фрагментарно и представлены (как и в большинстве других районов Центрального Таймыра, [7]) сравнительно маломощной толщей мелководных преимущественно карбонатных пород, содержащих пачку черных сланцев на уровне нижней половины среднего кембрия. Для этих толщ фациальная зональность не выделяется. Отложения нижнего-среднего кембрия Центрального Таймыра по литологическому составу и фауне близки таковым севера Сибирской платформы [7]. На Южном Таймыре они не обнажены.

Выше в разрезе палеозоя (по крайней мере, с верхней половины нижнего ордовика) существенную роль играют граптолитсодержащие глинистые алевролиты и аргиллиты. Присутствуют как черные углеродистые сланцы, так и довольно светлые серо-зеленые известковистые разности. Глинистые отложения чередуются с прослоями и пачками известняков и доломитов, причем значительная часть этих прослоев представляет собой обломочную породу – желтеющие с

поверхности карбонатные алевролиты и мелкозернистые песчаники. Обломочные известняки наиболее характерны для верхнекембрийского – нижнеордовикского интервала разреза, где они слагают пласты мощностью до нескольких дециметров (редко – до 1 м), часто косослоистые, имеющие намывное происхождение. Такие пласты могут быть наслоены друг на друга либо ритмично чередоваться с глинистыми породами. В нижней части этого интервала аргиллиты еще имеют ограниченное распространение, разрез преимущественно карбонатный, и роль фоновых осадков выполняют серые тонкозернистые известняки и (реже) известковистые сланцы.

Песчаный и алевритовый карбонатный материал транспортировался в бассейн осадконакопления посредством подводных течений, в том числе мутьевых (турбидитовых) потоков, что подтверждается стандартной последовательностью седиментационных текстур в индивидуальных ритмах. Самые полные ритмы выглядят следующим образом: массивная более крупнозернистая нижняя часть с подошвенными знаками (следы вымывания – *flue casts*; знаки нагрузки), горизонтально-слоистая часть, верхняя косослоистая часть (рябь течений, взбирающаяся рябь) с более тонкозернистым материалом в кровле. В верхнекембрийской – нижнеордовикской части разреза присутствуют признаки подводного оползания. Намывные карбонатные алевролиты и песчаники характерны и для среднего – первой половины верхнего ордовика, но там они редко слагают заметные по мощности пласты, а образуют нитевидные прослои, тонкие изолированные линзочки и линзовидные горизонты в сланцевых пачках. Зачастую такие линзы представляют собой валики ряби течений.

Замеры директивных седиментационных текстур, проведенные в отложениях верхнего кембрия – среднего ордовика в разных разрезах в пределах изученной площади, указывают, в целом на следующее. Склон палеобассейна простирался, по-видимому, с ЮЗ-ЗЮЗ на СВ-ВСВ либо (в некоторые интервалы времени?) с ЮЮЗ на ССВ. *Flute casts* отражают направление вдольсклоновых течений, которые перераспределяли кластику, изначально принесенную в бассейн мутьевыми потоками. Интересно, что ориентировка складок оползания указывает на то, что склон загружался в ЮВ-ЮЮВ направлении, однако однозначных выводов по 11 замерам (все получены в одном обнажении) делать нельзя. Рябь течений (в том же обнажении) дает схожий результат: материал перемещался на В-ЮЮВ.

В верхней части верхнего ордовика распространены характерные интенсивно биотурбированные доломиты и известняки с реликтами тонкой горизонтальной слоистости, зачастую превращенные в кремнь, а также прослои собственно черного кремня. Последние наблюдаются также в нижней-средней части силура, сложенной преимущественно сланцами с отдельными прослоями и пачками известняков. В разрезе верхнего силура – нижнего девона присутствуют рифовые известняки и доломиты, что указывает на обмеление бассейна (проградацию карбонатной платформы к северо-западу? в современных координатах). Более молодые средне-верхнедевонские отложения переходной фациальной зоны, так же как и карбонатной зоны, по литературным данным [8] сложены мелководными известняками и доломитами. При этом в пределах северо-западной, черносланцевой фациальной зоны Таймыра в конце силура – начале девона продолжали накапливаться относительно глубоководные породы: собственно черные сланцы с ритмичными прослоями известняков, доломитов и черных кремней, а также нитчатослоистые доломиты. Однако в верхах нижнего – среднем девоне в разрезе, расположенном в верхнем течении р. Ленивая, присутствуют прослои песчаников с остатками флоры и гипсы [8, 9]. Эти немаловажные сведения обычно остаются без внимания при анализе геологии Таймыра и палеотектонических построениях, хотя они однозначно указывают на отсутствие океана со стороны «Таймырской окраины» Сибири, по крайней мере, в среднем девоне. По-видимому, современная северная часть Центрального Таймыра в то время принадлежала противоположному (относительно Сибири) борту сравнительно глубоководного прогиба, и к северо-западу от него располагалась суша, являвшаяся источником обломочного материала. Можно с осторожностью предположить, что задокументированная нами ориентировка складок подводного оползания в отложениях верхнего кембрия – нижнего ордовика также свидетельствует о том, что эти породы накопились на северо-западном (северном) склоне прогиба. Однако это предположение противоречит раннепалеозойской фациальной зональности, которая намечается уже с позднего кембрия [7] и требует проверки дополнительными наблюдениями на более широкой территории.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00176).

[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] *Обут А.М., Соболевская Р.Ф.* Граптолиты ордовика Таймыра. М.: Наука, 1964. 87 с.
- [3] *Уфлянд А.К., Натанов Л.М., Лопатин В.М. и др.* О тектонической природе Таймыра // Геотектоника. 1991. № 6. С. 76–93.
- [4] *Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
- [5] *Соболевская Р.Ф., Соболев Н.Н., Матвеев В.П.* Новые стратиграфические подразделения в ордовике и силуре Таймыра // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 7–11.
- [6] *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.
- [7] *Соболевская Р.Ф., Кабаньков В.Я.* Стратиграфия кембрийских отложений Горного Таймыра. Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. Т. 228. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2014. 43 с.
- [8] *Атлас палеозойской фауны Таймыра.* Ч. I. Брахиоподы, остракоды, конодонты. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 240 с.
- [9] *Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист Т-45–48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 472 с.



## ТИПЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ МАССИВОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ИХ ПЕРВИЧНАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ

К.Е. Дегтярев<sup>1</sup>, А.С. Якубчук<sup>1</sup>, А.А. Третьяков<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>2</sup>, В.П. Ковач<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрии РАН, abkotov-spb@mail.ru

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающей палеозоиды Казахстана, Тянь-Шаня и Северо-Западного Китая, докембрийские массивы занимают около 50 % площади, остальная часть этой территории сложена ювенильными нижнепалеозойскими преимущественно островодужными и аккреционными комплексами. Средневерхнепалеозойские образования, перекрывающие все более древние комплексы, представлены континентальными вулканогенно-осадочными толщами и гранитоидами, формирование которых происходило в пределах окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов андского типа.

В пределах Казахстана докембрийские массивы располагаются на западе и юге, откуда прослеживаются на Тянь-Шань, в Северо-Западный Китай и далее через Южную Монголию до границы с Циркум-Тихоокеанским поясом. В строении большинства докембрийских массивов этого региона выделяются неметаморфизованный эдиакарско-нижнепалеозойский терригенно-карбонатный чехол и фундамент, сложенный разнообразными в разной степени метаморфизованными комплексами, которые ранее относились в основном к палеопротерозою, мезопротерозою, низам неопротерозоя и частично к архею.

В последние несколько лет были получены новые прецизионные данные о возрасте докембрийских комплексов Казахстана, Тянь-Шаня и Северо-Западного Китая, что позволило доказать широкое распространение мезо- и неопротерозойских стратифицированных образований и гранитоидов и крайне ограниченное присутствие раннего докембрия. В то же время изучение изотопного состава Nd мезо- и неопротерозойских магматических пород кислого состава различных докембрийских массивов показало, что их источниками в подавляющем большинстве случаев являлись палеопротерозойские и реже неоархейские сиалические комплексы. Эти данные свидетельствуют о ведущей роли раннедокембрийских образований в строении глубоких горизонтов коры всех докембрийских массивов западной части Центрально-Азиатского пояса.

Особенности состава большинства мезо- и неопротерозойских магматических комплексов, среди которых преобладают риолитовые и риолит-базальтовые вулканические серии и анорогенные гранитоиды, свидетельствуют о их формировании во внутриплитных обстановках в основном за счет переработки раннедокембрийской континентальной коры. Надсубдукционные вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы в этой части пояса развиты очень ограниченно и, как правило, приурочены к краевым частям некоторых докембрийских массивов. Среди докембрийских комплексов западной части пояса полностью отсутствуют мезо- и неопротерозойские образования, которые можно сопоставить с комплексами энсиматических дуг, офиолитов и аккреционных призм, подобных широко распространенным на востоке Центрально-Азиатского пояса.

Несмотря на многие общие черты, докембрийские массивы Казахстана, Тянь-Шаня и Северо-Западного Китая различаются по возрасту магматических и осадочных комплексов и особенностям их соотношений друг с другом, что позволяет разделить массивы этого региона на две группы: Исседонскую (северо-восточную) и Улугтау-Моюнкумскую (юго-западную), которые в течение мезо- и неопротерозоя имели различную тектономагматическую эволюцию.

Исседонская группа объединяет массивы Северного Казахстана, Актау-Илийский, Исыккульский и Центрально-Тяньшаньский Северо-Западного Китая. Наиболее характерная особенность этих массивов – широко проявленный мезопротерозойский гранитоидный магма-



тизм. Гранитоиды раннего мезопротерозоя (1410–1450 млн лет) относятся к надсубдукционным и установлены только на востоке Центрально-Тяньшаньского массива Северо-Западного Китая. Более широко распространены внутриплитные граниты, риолит-базальтовые и риолитовые вулканические серии позднего мезопротерозоя (1050–1150 млн лет), которые выявлены в Кокчетавском, Степняк-Ишкеольмесском и Иссык-Кульском террейнах. Самые древние достоверно установленные образования в массивах этой группы представлены разнообразными гнейсово-сланцевыми метаосадочными толщами, формирование которых происходило при участии раннедокембрийских сиалических источников.

В пределах массивов Исседонской группы широко распространены мощные (более 1000 м) кварцито-сланцевые толщи, формирование которых начинается примерно на рубеже мезо- и неопротерозоя (1000 млн лет) и продолжается на протяжении около 100 млн лет. Накопление кварцито-сланцевых толщ происходило в условиях накопления платформенного чехла в обстановках регрессирующего бассейна при широком распространении фаций подводных дельт и прибрежного мелководья. Источниками обломочного материала в основном являлись мезопротерозойские комплексы, широко распространенные в пределах террейнов рассматриваемой группы, при меньшем значении раннедокембрийских источников.

Неопротерозойский этап эволюции массивов этой группы начинается с формирования риолит-гранитных ассоциаций и внедрения крупных массивов гранитоидов раннего неопротерозоя (870–930 млн лет). Для кислых вулканитов и гранитов Актау-Илийского массива предполагается их формирование во внутриплитных обстановках, а для большей части гранитоидов Центрально-Тяньшаньского массива Северо-Западного Китая – в пределах энсиалической островной дуги. К этому временному интервалу, вероятно, относятся и надсубдукционные вулканогенно-осадочные комплексы, развитые на небольших участках в краевых частях террейнов Северного Казахстана.

В позднем неопротерозое в пределах массивов Исседонской группы происходит накопление терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных толщ. В восточной части Актау-Илийского и в Центрально-Тяньшаньском массиве очень локально развиты внутриплитные габброиды и габбро-диориты, щелочные гранитоиды и контрастные вулканоплутонические ассоциации позднего неопротерозоя (780 и 730–750 млн лет).

Улутау-Моюнкуская группа объединяет Улутау-Сарыджазский, Каратау-Галасский, Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский массивы.

Наиболее древними здесь являются раннедокембрийские комплексы, которые выявлены в пределах Улутау-Сарыджазского и Жельтавского массивов. Эти образования представлены как метаосадочными породами (гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами), так и метаморфизованными гранитоидами. Среди последних, вероятно, присутствуют породы нескольких поколений. Наиболее достоверно могут быть выделены граниты с возрастом около 1800–1850 и 2300 млн лет.

Мезопротерозойские и раннеопротерозойские комплексы массивов этой группы, вероятно, сложены различными осадочными породами, однако их возраст пока достоверно не установлен. Эти образования известны в пределах Чуйско-Кендыктасского и Улутау-Сарыджазского массивов, где представлены различными сланцами, кварцитами, известняками и доломитами, в том числе строматолитовыми.

К неопротерозою, вероятно, относятся надсубдукционные комплексы (аралбайская, карсакпайская и белеутинская серии), развитые на относительно небольшом участке в пределах Улутау-Сарыджазского массива.

Наиболее распространенными в террейнах Улутау-Моюнкусской группы являются образования позднего неопротерозоя, среди которых преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кислого или риолит-базальтового состава и гранитоиды, в основном имеющие внутриплитное происхождение. Оценки возраста этих комплексов, полученные различными методами, охватывают значительный временной интервал – от 850 до 750 млн лет. При дальнейшем изучении можно ожидать выявления нескольких дискретных эпизодов магматизма. Изотопные данные указывают на то, что источниками кислых вулканитов и гранитоидов во всех массивах являлись раннедокембрийские сиалические комплексы.

В Каратау-Галасском массиве аналогами вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ позднего неопротерозоя являлись флишоидные и более мелководные терригенные и туфогенно-терригенные толщи с примесью кислой пирокластик. Источниками их обломочного материала также являлись в основном раннедокембрийские комплексы.

Докембрийская эволюция массивов Улутау-Моюнкумской группы завершается формированием сложнопостроенного вулканогенно-осадочного комплекса позднего криогения – эдиакария, которому предшествовало внедрение интрузивов щелочных сиенитов. Характерной чертой этого комплекса, наиболее полно представленного в пределах Улутау-Сарыждазского массива, является присутствие тиллитов на двух стратиграфических уровнях.

Террейны Улутау-Моюнкумской группы по составу, строению и возрасту докембрийских комплексов имеют много общих черт с одновозрастными образованиями северной части Таримского кратона и, вероятно, в течение этого времени входили в его состав.

Террейны Исседонской группы в мезопротерозое и раннем неопротерозое могли входить в ороген, который располагался между Сибирским, Северо-Китайским кратонами и Лаврентией и был полностью переработан в ходе последующей эволюции.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект 14-27-00058).



## ИСТОЧНИКИ СНОСА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЮРСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО Sm-Nd И U-Pb ДАННЫМ)

Е.И. Демонтерова<sup>1</sup>, А.В. Иванов<sup>1</sup>, Е.А. Михеева<sup>1</sup>, А.В. Аржанникова<sup>1</sup>,  
А.О. Фролов<sup>1</sup>, С.Г. Аржанников<sup>1</sup>, Н.В. Брянский<sup>2</sup>

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

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

Одним из крупномасштабных геодинамических событий в мезозое Центральной Азии было закрытие Монголо-Охотского океана. Коллизийные процессы повлекли за собой изменение рельефа на краю Сибирского континента с возникновением горного сооружения, которое на данный момент сглажено последующими процессами мелового и кайнозойского рифтогенеза. Можно ожидать, что возникновение крупного орогена, история развития и его коллапс должны быть отражены в формировании осадочных толщ юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Процессы закрытия Монголо-Охотского океана и континентальной коллизии также проявлены в разновозрастных магматических событиях [1 и ссылки в ней], утолщении коры с последующим растяжением и возникновением комплексов метаморфических ядер. Разрушение горной системы привело к накоплению континентальных осадков в юрских впадинах Забайкалья и Сибирской платформы с последующим выносом материала в Вилюйский морской бассейн [2, 3]. В данной работе мы предлагаем рассмотреть эволюцию горной системы, основываясь на изотопно-геохимических характеристиках осадочных комплексов юрского возраста Сибирской платформы и возраста детритовых цирконов.

Отложения Иркутского угольного бассейна юрского возраста развиты в южной части Сибирской платформы. Они представлены континентальными толщами, сложенными русловыми, озерными и болотными фациями мощностью до 400 м. Стратиграфическая схема отложений принята в 1981 г. [4]. В этой схеме юрские отложения Прииркутской впадины Иркутского бассейна отнесены к нижней-средней юре и разделены на три основные свиты – нижнюю (черемховская), среднюю (присяянская) и верхнюю (кудинская). В южной части бассейна в Ангаро-Котинской впадине из-за загробления отложений выделена байкальская серия, поделенная на три свиты – дабатскую, тальцинскую и котовскую (снизу вверх). В настоящее время нашей группой получены изотопно-геохимические данные для отложений, вскрытых в естественных обнажениях и карьерных выработках Прииркутской и Ангаро-Котинской впадин. Таким образом, изучены присаянская и залегающая выше кудинская свита. В прибайкальской части разреза, в устье р. Ангары и на побережье оз. Байкал, опробованы отложения тальцинской, верхи дабатской и конгломератовая толща котовской свиты.

Геохимические характеристики в песчаниках, слагающих верхнюю часть Прииркутской впадины, перекрывается между собой, но видно, что снизу вверх по разрезу увеличивается роль базитового материала [5]. Осадки присаянской свиты характеризуются пониженными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-22$  до  $-16$  и модельным возрастом  $T_{Nd}(DM)$  1.9 и 2.3 млрд лет. В свою очередь, в отложениях кудинской свиты значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  повышаются от  $-7.9$  в нижней части свиты до  $-2.1$  в верхней части. Модельный возраст  $T_{Nd}(DM)$ , соответственно, снижается до 1.4 млрд лет в нижней части свиты и 1.0 млрд лет в верхней части свиты. Для конгломератовой пачки котовской свиты охарактеризованы два песчаных прослоя, находящиеся на разных гипсометрических уровнях. Для них характерны значения  $\epsilon_{Nd}(T)$   $-14$  и  $+0.4$  с модельным возрастом 1.7 и 0.8, соответственно.

U-Pb датировки детритовых цирконов из отложений верхней части присаянской свиты Иркутского бассейна показывают, что они формировались преимущественно за счет разрушения пород фундамента Сибирской платформы (одно зерно 1.14 млрд лет и группа 1.71–

3.24 млрд лет – 47 % датировок) и раннепалеозойских комплексов ближнего Палеозабайкалья (419–612 млн лет – 53 % датировок). Для нижней части кудинской свиты выделены три возрастные группы цирконов: 1.98–3.12 млрд лет (38 % датировок), 421–494 млн лет (21 % датировок) и 238–330 млн лет (40% датировок). По цирконам из верхней части кудинской свиты получены четыре возрастные генерации: 2.27–2.69 млрд лет (23 % датировок), 418–501 млн лет (14 % датировок) и 214–335 млн лет (51 % датировок), 174–195 млн лет (12 % датировок). В конгломератах котовской свиты U-Pb возраст детритовых цирконов подобен возрасту цирконов конгломератовой пачки кудинской свиты – 25 конкордантных U-Pb значений возраста имеют три группы цирконов: 2.24–2.25 млрд лет (8 % датировок), 425–513 млн лет (31 % датировок), 253–363 млн лет (62 % датировок).

Самая древняя возрастная популяция цирконов в свитах Иркутского осадочного бассейна возрастом 1.98–3.00 млрд лет характерна для пород Сибирского кратона. Цирконы раннепалеозойского возраста (419–612 млн лет) связаны с породами, известными в аккреционно-коллизионных комплексах региона. Наиболее полные геохронологические данные для позднепалеозойских и мезозойских комплексов и ассоциаций южной части Сибири (Забайкалье, Россия), северной и центральных частей Монголии представлены в работе [1]. В этой же работе наглядно показан существенный недостаток геохронологических данных для пород нижнесреднеюрского возраста 173–195 млн лет.

Таким образом, полученные нами Sm-Nd данные для песчаников и U-Pb данные для детритовых цирконов котовской, кудинской и верхней части присаянской свиты показывают, что при накоплении осадочного материала Иркутского бассейна доля местных источников сноса с течением времени снижалась, а доля Палеозабайкальского источника увеличивалась. Это указывает на рост горной системы к востоку и юго-востоку от южной части Сибирской платформы. При этом происходит загробление осадков, образуется конгломератовая толща нижней части кудинской и котовской свит. Во время формирования верхней части кудинской свиты, материал переносился из удаленных от края платформы частей Палеозабайкалья, на что указывают цирконы с нижнеюрским возрастом. Комплекс полученных U-Pb и Sm-Nd данных позволяет подтвердить принятое стратиграфическое расчленение для верхней части Иркутского бассейна. Комплекс изотопно-геохимических данных для конгломератов котовской и кудинской свит подтверждает их идентичность.

Для данной работы использовалось оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН и ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

- [1] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.* Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 79–97.
- [2] *Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В.* Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
- [3] *Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы.* М.: Наука, 1967. 336 с.
- [4] *Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (МСК СССР).* Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 91 с.
- [5] *Михеева Е.А., Фролов А.О., Демонтерова Е.И.* Модельные (Sm-Nd) возрасты отложений Иркутского угольного бассейна как индикаторы источников сноса // VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле: Материалы конференции. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. С. 150–151.



## СТРУКТУРА МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.Н. Диденко, М.Ю. Носырев, Б.Ф. Шевченко, Г.З. Гильманова, О.В. Козлова

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

Расшифровке тектонического строения зоны сочленения структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и мезокайнозойских образований Сихотэ-Алинской складчатой (орогенной) системы, входящей в состав Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП), посвящено большое количество работ (например [5–7]). Несмотря на это, до сих пор остается ряд нерешенных (или дискутируемых) вопросов [1–3]. Один из них – о границах между Сихотэ-Алинским и Центрально-Азиатским поясами. Основной целью настоящей работы является рассмотрение вопроса о глубинных (коровых) границах между этими трансрегиональными структурами, для чего были использованы данные об аномальном магнитном поле.

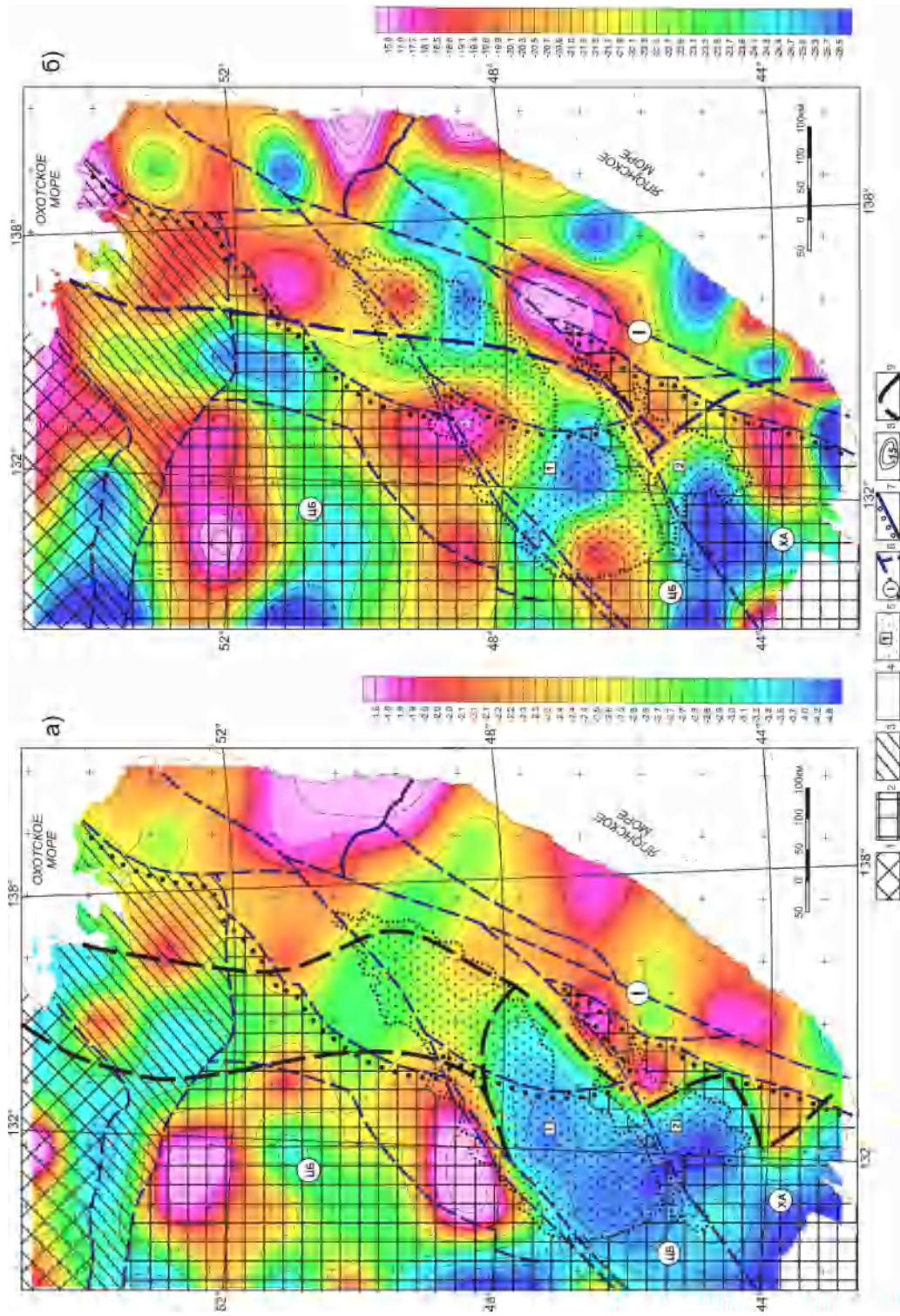
В последние годы при тектонических и геодинамических разномасштабных исследованиях земной коры активно применяется подход, основанный на изучении аномального магнитного и геотермического полей (например [9–11, 13]). Суть такого рода исследований сводится к построению по аномальному магнитному полю модели магнитоактивного слоя земной коры (расчет глубин подошвы и кровли магнитовозмущающих тел). В модели принимается, что глубина нижней границы слоя соответствует глубине изотермы 578 °С, при которой магнетит переходит из ферромагнитного состояния в парамагнитное (температура Кюри магнетита).

Алгоритмы подобных расчетов (использование спектральных характеристик аномального магнитного поля) известны достаточно давно [8, 12]. С учетом последующих усовершенствований расчетных схем, нами были построены карты изопахит кровли (рисунок, *а*) и подошвы (рисунок, *б*) магнитоактивного слоя для площади с координатами 128°55' в.д./55° с.ш., 142° в.д./55° с.ш. и 129°27' в.д./42°35' с.ш., 140°22' в.д./42°35' с.ш. В эту площадь (континентальная часть) попадают такие структуры, как юго-восточный фрагмент Сибирской платформы, Цзямусы-Буреинский и Ханкайский микроконтиненты, восточная часть Монголо-Охотского пояса и Сихотэ-Алинский орогенный пояс (рисунок).

На основании анализа морфологических особенностей карты изопахит кровли магнитоактивного слоя установлена делимость исследуемой территории на три области (рисунок, *а*). Первая (западная) относится к структурам Цзямусы-Буреинского (глубины 1.5–2.5 км) и Ханкайского (глубины 2.5–4.5 км) микроконтинентов и частично охватывает Монголо-Охотский орогенный пояс (глубины 2.5–3.5 км). Эти структуры входят в состав ЦАСП. Вторая (центральная, глубины 2.0–2.5 км) и третья (восточная, глубины 1.5–2.5 км) охватывают Сихотэ-Алинский ороген (ТПП).

Различия в структуре морфологической поверхности подошвы магнитоактивного слоя (интервал глубин от 15 до 27 км) позволили разделить исследуемую территорию, на этом уровне глубин, на две области – западную и восточную (рисунок, *б*). На этом уровне происходит своеобразное «размывание» выделенной на предыдущем уровне глубин центральной области. В наших построениях для определения глубины «точки Кюри» мы также использовали экспериментальные геотермические данные [4]. Сопоставление расчетных и экспериментальных данных показало, в общем, хорошее их совпадение, но следует отметить, что есть участки, для которых имеются существенные расхождения в определении глубины «точки Кюри» двумя методами.

Различия в положении поверхностной (тектонической) и глубинных границ ЦАСП и ТПП скорее всего обусловлены особенностями мезозойских и кайнозойских геодинамических процессов, происходивших в исследуемой части литосферы.



**Карты изопахит кровли (а) и подошвы (б) магнитоактивного слоя Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий с элементами тектонического строения. Тектонические структуры по [2]: 1 – Сибирская платформа; 2 – микроконтинент; ЦБ – Цзямусы-Бурейнский, ХА – Ханкайский; 3 – Монголо-Охотский орогенный пояс; 4 – Сихотэ-Алинский орогенный пояс; 5 – мезозойско-кайнозойские терригенные бассейны: Среднеамурский – 1, Приханкайский – 2; 6 – разломные системы и разломы: Центрально-Сихотэ-Алинский – 1; 7 – граница Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов; 8 – изопахиты кровли (а) и подошвы (б) магнитоактивного слоя; 9 – предполагаемые глубинные границы делимости магнитоактивного слоя на разноструктурные области.**



Для распределения глубин «точек Кюри», определенных по различным геофизическим полям – аномальному магнитному и геотермическому, установлен широтный тренд: уменьшение глубин с запада на восток в сторону океанической акватории примерно на 6–8 км. Подобный тренд присутствует в распределении возрастных комплексов горных пород (омоложение на восток), в уменьшении мощности как литосферного слоя, так и земной коры. Все эти данные свидетельствуют о повышении роли термодинамического фактора по мере приближения к границе континент – океан, с одной стороны, а с другой – отчетливо проявляются процессы, связанные с кинематикой восточной границы Амурской плиты.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-00015).

- [1] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России*. В 2 кн. / Ред. А.М. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572 с.; Кн. 2. С. 573–981.
- [2] *Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий*. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. Санкт-Петербург–Благовещенск–Харбин: МПР РФ ВСЕГЕИ, Амурский КПР, Министерство геологии и минеральных ресурсов КНР, 1999. 135 с.
- [3] *Зоненшайн Л.П., Межеловский Н.В., Натанов Л.М.* Геодинамическая карта территории СССР и сопредельных акваторий. Масштаб 1:2500000. М.: Министерство геологии СССР, 1988.
- [4] *Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока (2009–2012)* / А.Д. Дучков, М.Н. Железняк, Д.Е. Аюнов и др. <http://maps.nrcgit.ru/geoterm>.
- [5] *Глубинное строение и металлогения Восточной Азии* / Ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
- [6] *Парфенов Л.М., Берзин А.Н., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
- [7] *Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин, Горошко М.В. и др.* Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
- [8] *Bhattacharyya B.K., Lei L.K.* Spectral analysis of gravity and magnetic analysis of due to dimensionless structures // *Geophysics*. 1973. V. 40. P. 990–1013.
- [9] *Eletta B.E., Udensi E.E.* Investigation of the Curie point isotherm from the magnetic fields of eastern sector of Central Nigeria // *Geosciences*. 2012. V. 2, № 4. P. 101–106.
- [10] *Emujakporue G., Ofoha C.C.* Spectral depth estimate of subsurface structure over parts of offshore Niger Delta, Nigeria // *The International Journal of Engineering and Science*. 2015. V. 4, № 10. P. 42–53.
- [11] *Maden N., Gelisli K., Eyubogly Y., Bektas O.* Determination of the tectonic and crustal structure of the Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey) using gravity and magnetic data // *Pure and Applied Geophysics*. 2009. V. 155. P. 1987–2006.
- [12] *Spector A., Grant F.S.* Statistical models for interpreting aeromagnetic data // *Geophysics*. 1970. V. 35. P. 293–302.
- [13] *Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O.* Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 461–470.



## СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ХУБСУГУЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 5 ДЕКАБРЯ 2014 Г., $M_W=4.9$

А.А. Добрынина<sup>1,2</sup>, А.Г. Сорокин<sup>3</sup>, В.А. Саньков<sup>1,4</sup>, Е.Н. Черных<sup>1</sup>, В.В. Чечельницкий<sup>5</sup>,  
Л.Р. Цыдыпова<sup>2</sup>, Ц.А. Тубанов<sup>2</sup>, В.И. Герман<sup>6</sup>, М. Улзийбат<sup>7</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, [dobrynina@crust.irk.ru](mailto:dobrynina@crust.irk.ru)

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, [geos@gin.bsnet.ru](mailto:geos@gin.bsnet.ru)

<sup>3</sup> Иркутск, Институт солнечно-земной физики СО РАН, [sor@iszf.irk.ru](mailto:sor@iszf.irk.ru)

<sup>4</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет, [sankov@crust.irk.ru](mailto:sankov@crust.irk.ru)

<sup>5</sup> Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, [chechel@crust.irk.ru](mailto:chechel@crust.irk.ru)

<sup>6</sup> Красноярск, Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья,  
[german3v@yandex.ru](mailto:german3v@yandex.ru)

<sup>7</sup> Улан-Батор, Монголия, Институт астрономии и геофизики МАН, [ulzibat@iag.ac.mn](mailto:ulzibat@iag.ac.mn)

Инфразвуковые сигналы от землетрясений наблюдаются достаточно редко и дают возможность проверить скоростную модель атмосферы и оценить усиление колебаний земной поверхности, вызываемые топографией региона [1]. Как правило, инфразвуковые сигналы регистрируются при взрывах и сильных землетрясениях (с магнитудой  $M > 7$ ). Но бывают и исключения. Так, 5 декабря 2014 г. в северо-восточной части акватории озера Хубсугул (Монголия) произошло землетрясение (время в очаге 18:04:19.7, координаты 51.37 °с.ш. и 100.63 °в.д., энергетический класс  $K=13.9$ , моментная магнитуда  $M_W=4.9$  [2, 3]). Через 21 мин после землетрясения последовал второй толчок меньшей энергии –  $K=11.9$  [2]. Землетрясения локализованы в Хубсугульской впадине, глубина главного толчка по результатам моделирования составляет 3 км [3]. Глубина оз. Хубсугул в эпицентральной области достигает 100–150 м [4]. Особенностью этих землетрясений является наличие инфразвукового сигнала, зарегистрированного инфразвуковой станцией «Торы» (ИСЗФ СО РАН), расположенной в Торской впадине на расстоянии 160–175 км от эпицентра Хубсугульского землетрясения и его афтершока [5]. Неоднозначность в определении эпицентрального расстояния обусловлена неоднозначностью в определении координат эпицентра [3]. Погодные условия в момент прохождения инфразвукового сигнала следует оценить как очень хорошие: по данным метеостанции в пос. Торы, скорость ветра не превышала 1 м/с, на метеостанции в пос. Монды (расстояние 41 км от эпицентра Хубсугульского землетрясения) – 1–2 м/с [6]. Время прихода инфразвукового сигнала на станцию «Торы» – 18 ч 09 мин, время распространения сигнала – 280 с. Для афтершока также был зафиксирован инфразвуковой сигнал, но менее интенсивный. Кажущаяся скорость распространения инфразвукового сигнала оценивается в диапазоне ~560–620 м/с. Спектральный анализ инфразвуковых волн показал наличие двух групп сигналов [5]. Колебания в низкочастотном диапазоне с периодом 7–18 с и ниже, скорее всего, обусловлены присутствием низкочастотных атмосферных колебаний естественного происхождения. Для более коротких периодов характерен пик на частотах 0.3–0.5 Гц (периоды 2–3 с). Этот пик соответствует частотам инфразвукового сигнала и связан с землетрясением. Полученная скорость инфразвукового сигнала (560–620 м/с) очень велика для звуковых волн в обычных условиях. В работе [1] при исследовании инфразвуковых эффектов сильного Куньлунского землетрясения (14.11.2001 г.,  $M_S=8.1$ ) показано, что излучателем являлась не область очага землетрясения, а Куньлунский горный массив общей площадью 1000×1000 км, расположенный за несколько десятков километров от эпицентра землетрясения. Если предположить, что в случае Хубсугульского землетрясения сработала та же схема генерации инфразвукового сигнала, то можно попытаться найти положение излучателя. Хубсугульская впадина является частью юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы. Она контролируется разломами субмеридионального простирания и под прямым углом сочленяется с широтной Тункинской ветвью Байкальского рифта. Трасса «источник – приемник» проходит через северное замыкание Хубсугульской впадины на северо-восток, через



западную часть хребта Хамар-Дабан, пересекает его северный склон в районе Туранской впадины и далее проходит по системе Тункинских впадин. Для расчетов скорость звуковых волн принималась равной 300 м/с, а скорость продольных сейсмических волн – 6.15 км/с. Согласно полученным данным, выход акустической волны в атмосферу ожидается в радиусе 80–85 км от приемника. На трассе «источник – приемник» эти расстояния соответствуют северному склону хребта Хамар-Дабан (южный борт Туранской впадины). Перепад высот от вершинной поверхности до уровня днища впадины здесь составляет около 1700 м [7], то есть можно заключить, что излучателем инфразвукового сигнала послужил склон горного хребта, а высокая кажущаяся скорость акустических волн объясняется тем, что часть пути сигнал распространялся в земной коре как сейсмический.

Таким образом, поверхностная локализация очагов землетрясений и топография местности послужили причиной генерации инфразвукового сигнала, а удачное взаимное расположение источника и приемника и хорошие погодные условия дали возможность зафиксировать этот сигнал. Дальнейшие углубленные исследования на базе комплексных инфразвуковых и сейсмологических данных позволят уточнить механизм генерации сейсмоакустических сигналов Хубсугульских землетрясений 2014 г.

- [1] *Le Pichon A., Guilbert J., Vallée M., Dessa J.X., Ulziibat M.* Infrasonic imaging of the Kunlu Mountains for the great 2001 China earthquake // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30, № 15. 1814. doi:10.1029/2003GL017581.
- [2] *Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН.* Официальный сайт. <http://seis-bykl.ru/>.
- [3] *International Seismological Centre, On-line Bulletin.* Thatcham, United Kingdom, 2013. <http://www.isc.ac.uk>.
- [4] Атлас озера Хубсугул. М.: ГУГК, 1989. 119 с.
- [5] *Сорокин А.Г., Добрынина А.А., Чечельницкий В.В.* Анализ сейсмоакустических сигналов при импульсных событиях и землетрясениях // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы III Всероссийского совещания и II Всероссийской молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 19–23 сентября 2016 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 191–196.
- [6] *Погода в мире.* Официальный сайт. <http://rp5.ru/>.
- [7] *Earth Resources Observation and Science (EROS) Center.* Официальный сайт. <http://eros.usgs.gov/>.



## НОВЫЙ САЯНО-БИРЮСИНСКИЙ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС В ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Т.В. Донская<sup>1</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>1</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>,  
З.Л. Мотова<sup>1</sup>, П.А. Львов<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А.П. Карпинского

В настоящее время на площади Сибирского кратона известны и хорошо изучены два раннепротерозойских вулканоплутонических пояса. Первый, Северо-Байкальский, входит в структуру Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса и был сформирован на стадии постколлизийного растяжения после становления структуры Сибирского кратона [1]. Породы пояса, имеющие возраст 1.87–1.85 млрд лет, представлены терригенно-вулканогенными образованиями акитканской серии и гранитоидами, относимыми к ирельского комплексу [1–3]. Второй, Билякчан-Улканский, пересекающий породы восточных частей Алданского щита и Джугджуро-Станового блока, был сформирован на анорогенной стадии эволюции кратона. Породы этого пояса включают в себя осадочно-вулканогенные отложения билякчанской и улканской серий, а также магматические образования Улкан-Джугджурской ассоциации с возрастом 1.74–1.70 млрд лет [4–6]. Проведенные исследования в пределах Бирюсинского блока южной части Сибирского кратона позволили выделить здесь новый вулканоплутонический пояс раннепротерозойского возраста.

Бирюсинский блок Сибирского кратона сложен архейскими образованиями хайламинской и монкресской серий, которые несогласно перекрыты раннепротерозойскими породами елашской и неройской серий [7–9]. Кроме того, широким распространением в Бирюсинском блоке пользуются гранитоиды саянского комплекса с возрастом 1.90–1.86 млрд лет [8, 10–13]. Данные гранитоиды прорывают архейские образования хайламинской и монкресской серий, раннепротерозойские породы елашской серии и по тектоническим зонам контактируют с позднепалеопротерозойскими породами неройской серии [7, 10, 14]. До настоящего времени елашская серия являлась одним из наименее изученных стратиграфических подразделений Бирюсинского блока. Породы елашской серии выполняют Елашский грабен и объединяют в себе осадочно-вулканогенные образования часовенской и мальцевской толщ [15]. Возраст пород елашской серии оценивается как раннепротерозойский на основании прорывания ее гранитоидами саянского комплекса. Мальцевская толща елашской серии представлена метатерригенными породами и вулканитами разного состава (от базальтов до риолитов), переслаивающимися между собой [15]. Детальные исследования пород мальцевской толщи были проведены в бассейне р. Тагул и в ее притоке р. Топорок, где вулканические породы существенно преобладают в разрезе. В изученных разрезах вулканиты представлены в разной степени измененными базальтами, андезитами, дацитами и риолитами. Породы обнаруживают как реликтовые порфириновую и фельзитовую структуры, так и наложенные катакластическую, лепидогранобластовую, гранобластовую структуры. Содержание  $\text{SiO}_2$  в породах составляет 49.2–77.3 мас. %. Большинство пород принадлежит толеитовой серии. Вулканиты основного и среднего состава характеризуются варьирующимися содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ba. Для вулканитов кислого состава фиксируются вариации в концентрациях  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.12–2.53 мас. %), что приводит к отношению  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=2\text{--}35$ .

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона, отобранных из двух проб вулканитов кислого состава, было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург. Первая проба (обр. 1527, катаклазированный риолит порфириновой структуры) была отобрана в бассейне р. Тагул из

разреза, в котором чередуются вулканиты разного состава. Вторая проба (обр. 1540, слабометаморфизованный риолит) взята из разреза по р. Топорок, где преобладают вулканиты кислого состава. Рассчитанный конкордантный возраст для катаклазированного риолита (обр. 1527) составил  $1872 \pm 10$  млн лет, а для слабометаморфизованного риолита (обр. 1540) –  $1874 \pm 10$  млн лет. Несмотря на полностью совпадающие значения возраста, были отмечены некоторые отличия в химическом составе риолитов, отобранных на разных участках мальцевской толщи. В частности, вулканиты кислого состава р. Тагул характеризуются по сравнению с риолитами р. Топорок более высокими содержаниями  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Nb}$  и пониженными концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Разные составы вулканитов могут свидетельствовать и об их формировании из разных источников. Интересно, что разные источники были зафиксированы и для гранитоидов саянского комплекса, близких по возрасту вулканитам мальцевской толщи [10].

Таким образом, изученные вулканиты елашской серии и гранитоиды саянского комплекса на основании их близкого возраста и расположения в одной структуре (Бирюсинский блок) могут быть объединены в единую вулканоплутоническую ассоциацию, формирование которой имело место на постколлизивной стадии эволюции Сибирского кратона. Породы ассоциации формируют протяженный пояс, которому можно дать название Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс, протягивающийся на расстояние около 300 км в северо-западном направлении вдоль зоны сочленения Бирюсинского блока с палеопротерозойским Урикско-Ийским террейном и архейским Тунгусским супертеррейном Сибирского кратона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-05863).

- [1] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН. 2003. Т. 392, № 4. С. 506–511.
- [2] Донская Т.В., Бибикина Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., Де Вазле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 452–479.
- [3] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В. Новые данные о возрасте пород ажитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 1. С. 182–186.
- [4] Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- [5] Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология протерозойских магматических пород Уланского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 44–69.
- [6] Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krimsky R.Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // Anais da Academia Brasileira de Ciencias. 1997. V. 69, № 3. P. 295–312.
- [7] Эволюция земной коры в докембри и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / В.Г. Беличенко, А.П. Шмотов, А.И. Сезько и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 161 с.
- [8] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 282–303.
- [9] Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 156–179.
- [10] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизивные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 7. С. 1028–1043.
- [11] Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 717–731.
- [12] Макагон В.М., Баянова Т.Б., Загорский В.Е. Синхронные раннедокембрийские массивы I- и A-гранитов в полях редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 144–145.
- [13] Туркина О.М., Бибикина Е.В., Ножкин А.Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН. 2003. Т. 388, № 6. С. 779–783.
- [14] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Серов П.А. Возрастные рубежи формирования нижнепротерозойских метаосадочных комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы: Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Springer, 2015. С. 194–196.

- [15] *Галимова Т.Ф., Пермяков А.С. Бобровский В.Т., Паикова Л.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Лист N-47–Нижеудинск. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 675 с.



## ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ЦИПИКАНСКОМ БЛОКЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ НА ОСНОВЕ НОВЫХ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Н.А. Доронина, А.Ю. Антонов, О.Р. Минина

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dna48@mail.ru

В Западном Забайкалье, входящем в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, выделена Байкало-Витимская складчатая система (БВСС), в которой установлены байкальский (RF), каледонский (V-C-S<sub>1</sub>), ранне- (S<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>) и позднегерцинские (PZ<sub>2</sub>) структурно-формационные комплексы, образующие соответствующие структурные этажи [1]. Комплексы байкальского и каледонского структурных этажей слагают фундамент, на котором формировались герцинские комплексы [1, 2]. Байкальский структурный этаж БВСС объединяет магматические (с возрастом от 971 до 780 млн лет) и метаморфические комплексы, состав, строение и обстановки формирования которых до сих пор дискуссионны [1, 3–5 и др.]. Докембрийские метаморфические комплексы представлены породами гаргинской серии, слагающей отдельные ксенолиты среди гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Типичным и наиболее изученным представителем гаргинской серии считается ципиканская толща, слагающая в Багдаринской подзоне Витимкан-Ципинской зоны БВСС крупный (около 800 км<sup>2</sup>) останец в бассейне р. Ципикан и мелкие ксенолиты в бассейнах рек Алакар, Талой и Ципа [5].

Ципиканская толща сложена преимущественно биотит-кварц-плагиоклазовыми (биотит-плагиоклаз-кварцевыми) сланцами с прослоями кальцитовых мраморов, вмещает силлы амфиболитов мощностью 0.3–37.0 м, прорвана многочисленными гранитоидными интрузиями. Стратифицированные породы толщи вместе с силлами образуют сжатую, опрокинутую на юго-запад синклинальную складку северо-западного простирания, деформированную субширотными сдвигами. Установлено, что протолитом биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев служили алевропесчаники с прослойками алевритистых аргиллитов и примесью грубозернистого материала гранитоидов (кварц, плагиоклаз). Осадконакопление происходило, вероятнее всего, в обстановке активной континентальной окраины и/или континентальной островной дуги за счет разрушения интрузивных и вулканических пород среднего-кислого состава при слабом выветривании и незначительном переносе вещества. Областью сноса, возможно, служил Муйский континентальный блок [6].

Ципиканская толща зонально метаморфизована [7]. Степень метаморфизма возрастает в юго-восточном направлении от озера Баунт к верховьям ручья Якша от стадии, промежуточной между катагенезом и хлорит-серицитовой субфацией зеленосланцевой фации, до эпидот-амфиболитовой фации. О полихронном характере метаморфизма свидетельствует наличие в биотит-кварц-плагиоклазовых сланцах трех полиморфных модификаций SiAl<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, а также результаты изучения цирконов из силлов толеитовых метабазитов (324.1±5.0 млн лет), позволяющие считать, что последние внедрялись в уже метаморфизованные породы.

В настоящее время ципиканская толща датируется верхним рифеем условно. В последние годы нам удалось получить детальную палинологическую характеристику разрезов ципиканской толщи [8] и первые значения возраста прорывающих гранитоидов [9], позволяющие пересмотреть последовательность геологических событий в Ципиканском блоке Витимкан-Ципинской зоны БВСС.

Микрофоссилии выделены из биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев второй, третьей и четвертой пачек толщи. Во всех 18 пробах установлены палиноморфы, первое появление которых отмечается в силуре или девоне. Палинокомплекс ципиканской толщи определяет позднедевонское время и непрерывность осадконакопления от раннего до позднего франа (франский

ярус 385.3–374.5 млн лет). Установлено сходство вещественного состава и комплексов микрофоссилий ципиканской толщи и нижней части разреза якшинской свиты Багдаринской подзоны Витимкан-Ципинской зоны БВСС.

Проанализированы цирконы трех массивов гранитоидов U-Pb методом. Исследования цирконов пробы гранитов Ант-51-1 проведены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. С-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике. Цирконы проб гранитов Ант-54-5 и габбро Ант-56/3 проанализированы в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) методом LA-SF-ICP-MS [10] на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research).

1. По северному берегу оз. Баунт из коренных обнажений опробованы однородные биотитовые граниты и лейкограниты средне- и крупнозернистые, скорее всего, главной интрузивной фазы массива и гипабиссальной фации глубинности без признаков вторичного изменения. Химизм пород соответствует субщелочным высококалиевым образованиям гранит-лейкогранитового ряда. Проанализированы восемь зерен цирконов из лейкогранитов (проба Ант-51/1), по десяти точкам получен конкордантный возраст  $310.8 \pm 2.8$  млн лет (верхний карбон).

2. В среднем течении р. Ушма по элювию опробованы гнейсовидные средне- и крупнозернистые биотитовые граниты автохтонного типа. Породы низкощелочные умеренно- и высококалиевые, образуют ряд от кварцевых диоритов до лейкогранитов.

В пробе Ант-54/5 выполнено 50 определений в 35 зернах цирконов. На графике с конкордией выделяется пять компактных возрастных групп магматических цирконов: 783, 477, 324, 305, 287 млн лет и единичные зерна архейского, раннепротерозойского (2.7 и 2.0 млрд лет), рифейского (620 млн лет) и верхнеюрского (154 млн лет) возраста. Большинство точек (56 %) лежат в интервале 324–287 млн лет ( $C_1-P_1$ ).

3. Вблизи поселка Ципикан по руч. Сивак, в 0.6 км выше устья, изучены коренные выходы однородных и слабопорфировидных амфибол-полевошпатовых габброидов, прорванных диоритами. По калиевости те и другие соответствуют шошонит-латитовой серии (абсарокиты и шошониты). Из пробы крупнозернистого амфиболового габбро Ант-56/3 проанализировано 40 зерен цирконов, получено 57 точек, образующих на конкордии две возрастные группы: 338 и 321 млн лет ( $C_1$ ). Максимум значений приходится на 321 млн лет.

Выводы. На основании палеонтологических исследований ципиканская толща датируется франским веком позднего девона, это позволяет исключить ее из состава байкальского структурного этажа БВСС. Учитывая обоснованную палеонтологически непрерывность франских отложений, можно предполагать и относительно небольшую амплитуду субширотных сдвигов, в целом не нарушающих целостность разреза ципиканской толщи. Sm-Nd исследования протолита биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев по трем пробам были выполнены Е.Ю. Рыцком ранее [11]. Максимальный модельный возраст протолита, пересчитанный на франский возраст толщи, 1455–2038 млн лет. Отрицательные значения параметра  $\epsilon Nd(380)$  от –2.8 до –13.8 указывают на образование протолита за счет древнекорового континентального источника.

Все рассмотренные нами магматические породы по общей щелочности и калиевости полностью соответствуют подобным образованиям витимканского комплекса, ранее изученным на смежных территориях [12, 13]. Значения  $Eu/Eu$  в гранитоидах района, как субщелочных, так и низкощелочных, близки единице. Соответственно, гранитоиды можно считать первичными выплавками со слабой последующей дифференциацией. По всему ряду пород руч. Сивак содержания суммы РЗЭ и значения отношения  $La/Yb$  изменяются слабо, аномалия  $Eu/Eu^*$  отсутствует. Следовательно, можно полагать, что щелочные породы ручья Сивак формировались в результате смешения контрастных магм.

В гранитоидах озера Баунт и руч. Сивак отсутствуют докембрийские цирконы. Автохтонные граниты бассейна р. Ушма (проба Ант-54/5) имеют более длительную историю. Результаты их датирования позволяют наметить эпохи гранитообразования в Ципиканском блоке континентальной коры. Зерна архейского, раннепротерозойского и рифейского возраста этой пробы имеют возрастные аналоги среди кластогенных цирконов вмещающей ципиканской толщи. В составе последней не найдены только цирконы ордовикского возраста. Учитывая франский возраст толщи, можно полагать, что гранитообразование началось позже франского века и происходило с тремя максимумами в интервале 324–287 млн лет. Этому интервалу в целом соответствует возраст цирконов субщелочных гранитов (311 млн лет), абсарокитов (338 и 321 млн лет) и возраст магматических и метаморфических цирконов из силлов толеитовых ам-

фиболитов – 324.1 млн лет и 278.4 млн лет [11]. Протолитом гнейсогранитов могла служить ципиканская толща.

На основании проведенных исследований можно предположить следующую последовательность событий: во франском веке (385.3–374.5 млн лет) осадконакопление за счет размыва и переотложения докембрийских коровых пород; в перми–триасе (324–287 млн лет) образование гранитов низкощелочных и субщелочных, а на ранней стадии гранитообразования в раннекаменноугольное время основной вулканизм, как щелочной, так и толеитовый.

Вынуждены констатировать, что значения возраста метаморфических пород ципиканской толщи, полученные Rb-Sr методом по валу [14, 15], опровергаются данными палинологического анализа и датирования цирконов U-Pb методом.

- [1] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина, Д.А. Лыхин Н.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [2] Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 38–46.
- [3] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 53–70.
- [4] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
- [5] Фишев Н.А., Шелгачев К.М., Игнатович В.И., Гусев Ю.П., Минина О.Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист N-49 Чита. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 454 с.
- [6] Доронина Н.А. Терригенные породы рифей-раннепалеозойской ципиканской толщи: литохимия, источники сноса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С. 88–91.
- [7] Доронина Н.А. TP-параметры и последовательность зонального метаморфизма в рифейской ципиканской толще (Западное Забайкалье) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. Т. 1. С. 204–207.
- [8] Доронина Н.А., Минина О.Р., Неберихутина Л.Н. Новые данные о возрасте ципиканской толщи Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Вестник Воронежского университета, серия геологическая. 2015. № 3. С. 17–21.
- [9] Антонов А.Ю., Доронина Н.А., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Буянтуев М.Д. К вопросу о возрасте, химическом составе и происхождении пород вулканоплутонической ассоциации северо-восточной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита Северного Забайкалья (Баунтовский район). 2016 (в печати).
- [10] Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ<sub>3</sub>-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.
- [11] Доронина Н.А., Рыцк Е.Ю., Падерин И.П., Богомолов Е.С., Лебедев П.Б., Петрова О.А., Катаева Е.С., Вакуленко О.В., Посохов В.Ф., Патрахина А.В. Рифейский возраст ципиканской толщи (первые данные U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопного датирования) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 92–94.
- [12] Морозова Н.С., Поздняков Д.А. Геологическая съемка и доизучение масштаба 1:50000 в нижнем течении Талоя и Ципикана в пределах трапеций N-49-47-Г, -48-А (ГС) и N-49-47-Б, -48-Б (ГДП). Отчет Нижнеталойской партии за 1985–1999 гг., Багдарин–Улан-Удэ, 2000.
- [13] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- [14] Посохов В.Ф., Доронина Н.А., Лыхин Д.А., Шелгачев К.М. Результаты датирования ципиканской метаморфической толщи Rb-Sr методом (Западное Забайкалье) // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: Материалы Всероссийской научной конференции. Якутск, 2011. Т. 1. С. 193–198.
- [15] Доронина Н.А., Левский Л.К. Изотопный контроль метаморфических процессов в зонально-метаморфизованной ципиканской толще (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 109–110.



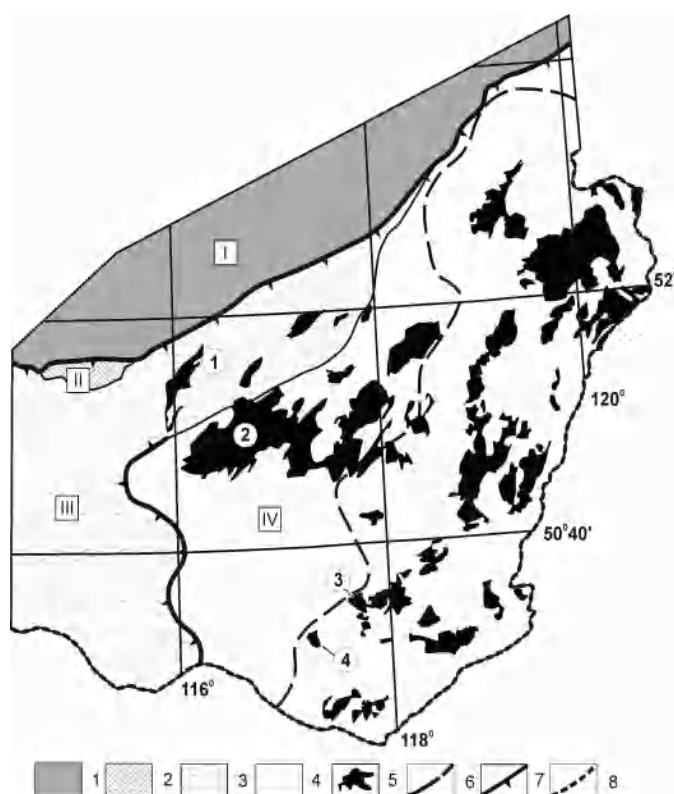
## Rb-Sr ГЕОХРОНОЛОГИЯ И Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОВ УНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА КЛИЧКИНСКОГО ХРЕБТА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

С.И. Дриль, С.А. Сасим

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

Формирование значительных объемов гранитных магм в орогенных поясах зачастую связано с масштабными сдвиговыми перемещениями террейнов, когда на завершающем этапе замыкания пояса режим активной континентальной окраины сменяется обстановкой трансформной границы литосферных плит [1]. Примером подобной трансформации обстановки активной окраины в трансформную границу плит в пермское время может служить Монголо-Охотский орогенный пояс (МОП) [2].

Именно в пермское время в пределах Ононского террейна аккреционного клина и Амурского террейна пассивной континентальной окраины МОП были сформированы многочисленные интрузии ундинского комплекса гранитоидов гранодиорит-гранитного ряда и малых интрузий лейкогранитов ундинского комплекса [3], пространственное расположение которых показано на рис. 1. Усть-Теленгуйский и Верхнеундинский (272–245 Ма [3]) гранодиорит-гранитные массивы вмещаются главным образом метаосадочными породами Ононского террейна аккреционного клина (точки 1 и 2 на рис. 1). Примечательно, что возраст регионального метаморфизма пород кулиндинской, ононской, чиндантской и усть-борзинской свит, объединяемых в составе аккреционного клина МОП [2], определяется как пермский [4]. Вероятно, массивы ундинского комплекса, образовавшиеся в матрице пород Ононского террейна, формировались на ретроградной стадии регионального метаморфизма.



**Рис. 1.** Схема распространения массивов ундинского комплекса в пределах забайкальского сектора Монголо-Охотского пояса. I (I) – Западно-Становой метаморфический террейн МОП; 2 (II) – Каменский островодужный террейн МОП; 3 (III) – Ононский террейн аккреционного клина МОП; 4 (IV) – Аргунский террейн пассивной окраины МОП; 5 – массивы ундинского комплекса Восточного Забайкалья; 6 – граница распространения карбонатного чехла Аргунского террейна; 7 – разломы, ограничивающие Монголо-Охотскую сутурную зону; 8 – государственная граница. Цифрами на схеме обозначены массивы: 1 – Усть-Теленгуйский, 2 – Верхнеундинский, 3 – Маргучекский, 4 – Красноковылинский.



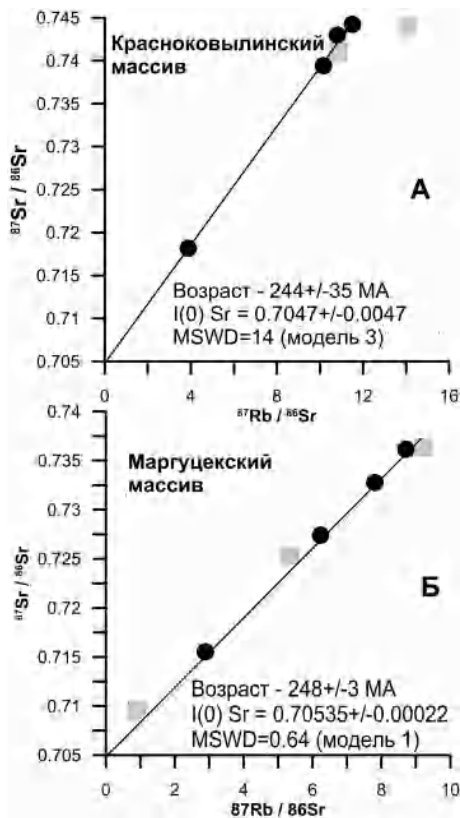


Рис. 2. Изохронные Rb-Sr диаграммы для гранитов Красноковылинского (А) и Маргуецкого (Б) массивов ундинского комплекса. Черные кружки показывают точки составов, включенных в расчет изохрон.

Менее очевидна природа образования лейкогранитов ундинского комплекса во внутренней части Аргунского террейна МОП. Красноковылинский (244 Ма, рис. 2, А) и Маргуецкий (248 Ма, рис. 2, Б) массивы лейкократовых гранитов расположены в пределах этого террейна на границе области распространения его V-Э карбонатного чехла (точки 3 и 4 на рис. 3). Последний маркирует стабильную часть террейна в фанерозое и процессы, происходившие в позднем палеозое в монголо-охотской сутурной зоне, не должны были оказывать на нее существенного

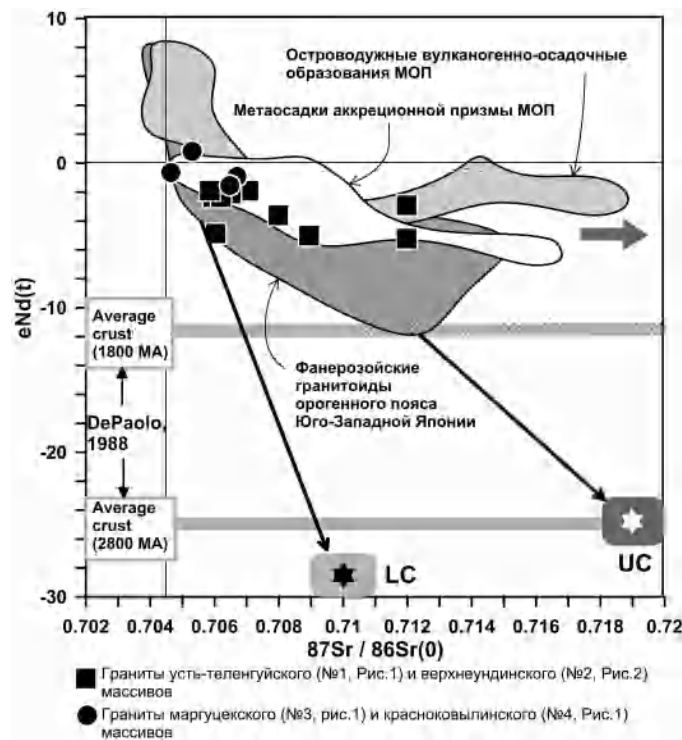


Рис. 3. Изотопная Sr-Nd диаграмма для гранитоидов ундинского комплекса Восточного Забайкалья.

влияния. Более вероятным представляется влияние на коровые магмогенерирующие процессы режима растяжений и сжатий, характерного для обстановки трансформной границы плит [1]. В таком случае источники гранитных расплавов, формировавшихся в метаморфизованной аккреционной призме (Ононский террейн) и стабильном блоке (Аргунский террейн), могут различаться.

Изотопная Sr-Nd систематика гранитоидов ундинского комплекса представлена на рис. 3. Составы пород, вмещающей матрицей которых являются породы аккреционного клина, формируют достаточно протяженный тренд с увеличением радиогенности изотопного состава стронция при примерно постоянном умеренно отрицательном изотопном составе неодима, согласующийся с трендом метаосадочных пород аккреционных клиньев МОП и Юго-Западной Японии. Это свидетельствует об участии вещества метаосадочных пород в генезисе гранитоидов. Составы лейкогранитов Аргунского террейна имеют низкорadiогенный первичный состав стронция при слабоотрицательном или близком к нулю изотопном отношении неодима. Это может свидетельствовать о существенно базитовом нижнекоровом исходном источнике гранитов.

Исследования поддержаны грантами РФФИ (проекты 15-05-05079 и 14-05-00887).

- [1] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России*: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- [2] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеанская геология*. 2003. № 6. С. 7–41.
- [3] *Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П.* Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // *Геохимия*. 2003. № 4. С. 408–424.
- [4] *Рутштейн И.Г.* Агинско-Борщовочный диафторит-сланцевый пояс, Восточное Забайкалье // *ДАН*. 1997. Т. 353, № 1. С. 87–89.



## ПРИРОДА И ВОЗРАСТ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВ БУГУРИКТАЙСКОГО МАССИВА (ДЖИДИНСКАЯ ЗОНА, ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Л. Елбаев<sup>1</sup>, И.В. Гордиенко<sup>1</sup>, Р.А. Бадмацыренова<sup>1</sup>,  
Т.Б. Баянова<sup>2</sup>, О.В. Зарубина<sup>3</sup>, Б.Б. Дашиев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, elbaev@gin.bscnet.ru

<sup>2</sup> Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, tamara@geoksc.apatity.ru

<sup>3</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, zarub@igc.irk.ru

Тематические исследования Джидинской зоны позволили понять ее структуру и историю развития, а также реконструировать джидинскую часть Палеоазиатского океана [1–3]. В геологическом отношении Джидинская зона является сложным покровно-складчатый горным сооружением. В настоящее время здесь выделены океанические, островодужные, окраинно-морские, аккреционно-коллизионные структурно-вещественные комплексы (СВК) [3]. В пределах зоны распространены разнообразные базит-гипербазитовые массивы, которые фиксируют остатки океанической коры позднеерифейского и венд-раннекембрийского возраста [4]. В результате целенаправленных исследований [5] установлено, что среди реститовых перидотитов Джидинской зоны подавляющее большинство имеет характеристики надсубдукционных перидотитов. Большой интерес представляют расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы, расположенные среди вулканогенных образований островодужного структурно-вещественного комплекса. Это тела небольших размеров (0.01–2.00 км<sup>2</sup>) с тектоническими ограничениями, имеющие в плане удлиненно-линзовидную, а в разрезе – пластинообразную форму [6]. Считается, что эти тела представляют собой фрагменты океанической коры из фундамента вулканической дуги [3].

Геодинамическая типизация офиолитов, развитых в пределах островодужных комплексов, весьма важна для понимания процессов зарождения и развития островодужной системы, а также эволюции земной коры в целом. Существует несколько механизмов образования этих офиолитовых комплексов [7]: 1) офиолитовые ассоциации представляют собой реликты первичной океанической коры – того субстрата, на котором закладывалась и развивалась островная дуга; 2) офиолитовые ассоциации являются супрасубдукционными, т.е. сформировались во время жизни островодужной системы в пределах ее структуры.

Степень изученности расслоенных ультрабазит-базитовых массивов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций Джидинской зоны, во многих аспектах, в том числе принципиально влияющих на эффективность петрогенетических и геодинамических исследований (геохронологической, геохимической, изотопно-геохимической и др.), остается недостаточной. В связи с этим объектом исследований выбран наиболее крупный расслоенный массив Джидинской зоны – Бугуриктайский.

Бугуриктайский массив находится на северном склоне Джидинского хребта и слагает линейный гребень водораздела р. Бугуриктай – Долон-Модон. Массив традиционно относился к цакирскому интрузивному комплексу [6, 8]. Он представляет собой разлинзованное на блоки пластинообразное тело, протяженностью около 4 км и наибольшей шириной 0.5 км, наклоненное к западу под углом 60° [6] и залегающее среди метавулканитов нижнего кембрия. Породы массива имеют тектонические соотношения с вмещающими вулканогенными образованиями, свидетельствующие об аллохтонном залегании. Контакты маркируются серпентинитовыми сланцами, зонами милонитизации и брекчирования, нередко с наложенной гидротермальной минерализацией [9]. Для Бугуриктайского массива нами установлена первично-магматическая расслоенность, обусловленная вариациями аподунитовых, аповерлитовых серпентинитов, пироксенитов и габброидов, образующих в совокупности типичную полосчатую (кумулятивную) ультрамафит-мафитовую серию. Минералого-петрографические исследования показали, что по набору пород и их составу массив относится к дунит-верлит-пироксенит-габбровому формационному типу [10].

Считается, что данный тип образует преимущественно кумулятивные комплексы в офиолитовых ассоциациях различных регионов [10–12]. Анализ двойных диаграмм, и в частности  $Al_2O_3$ - $MgO$ ,  $CaO$ - $MgO$ , показывает, что в базит-гипербазитовой ассоциации Бугуриктайского массива устанавливается два тренда изменчивости состава пород. Такая закономерность характерна для многих массивов дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации [13], которая хорошо увязывается с последовательностью кристаллизации кумулюсных фаз. Габброиды Бугуриктайского массива имеют близкие содержания Rb, Sr, K, обогащены Ba и обеднены всеми другими элементами по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов, причем на кривых наблюдаются отчетливые минимумы по Nb и Ti на фоне рядом расположенных редких земель, что характерно для магматических расплавов, генерирующихся в зонах субдукции.

Для уточнения времени формирования пород Бугуриктайского массива была отобрана проба БГ-70-12 на изотопно-геохронологическое исследование. Опробование проведено из коренного обнажения, расположенного на западном склоне, в восточной части массива ( $50^{\circ}15'10.5''$  с.ш.,  $103^{\circ}24'23.0''$  в.д.,  $h=1630$  м). Координаты отбора пробы даны в системе WGS-84. Точка наблюдения находится в 953 м по азимуту  $191^{\circ}$  от горы Бугуриктай (1678 м) и в 3090 м по азимуту  $304^{\circ}$  от горы Долон-Модон (1855.3 м). Выход представлен светло-серыми мелкозернистыми слаботрахитоидными (полосчатыми) габбро. Простираение полосчатости северо-северо-восточное, падение  $\approx 40^{\circ}$  на запад. Выделение цирконов из породы включало стандартную методику. Из габбро по морфологическому типу зерен выделена одна разновидность циркона. Данная разновидность циркона представлена призматическими кристаллами светло-желтого цвета. Зерна прозрачные, поверхность слабо корродированна, блеск стеклянный. Средние размеры –  $0.175 \times 0.140$  мм,  $K_{уд}=1.25$ . Определение возраста получено масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (TIMS) с использованием  $^{205}Pb$ -трассера на семиколлекторном масс-спектрометре Finigan-MAT-262 с «квадрупольной» установкой (RPQ) в Геологическом институте КНЦ РАН по методике [14]. Точки изотопного состава циркона располагаются на конкордии, а его возраст составляет  $560 \pm 5$  млн лет. Предполагается, что полученный уран-свинцовый возраст циркона соответствует времени внедрения и кристаллизации расплава, исходного для габбро Бугуриктайского массива. Близкий возраст имеют высокоглиноземистые островодужные габброиды [15]. Результаты Sm-Nd исследований показали, что породы Бугуриктайского массива характеризуются положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(T)=+9.3$  и высокими отношениями  $^{147}Sm/^{144}Nd=0.267$ , близкими к деплетированной мантии.

Таким образом, полученные оригинальные данные свидетельствуют о том, что Бугуриктайский базит-гипербазитовый массив является фрагментом офиолитовой ассоциации. По набору пород и их структурно-текстурным особенностям массив сопоставим с полосчатым (кумулятивным) комплексом и характеризует переходную мантийно-нижнекоровую часть офиолитового разреза. Формирование Бугуриктайского массива связано с надсубдукционной геодинамической обстановкой, базит-гипербазитовая ассоциация образовалась во время развития Джидинской островодужной системы в пределах ее структуры над зоной субдукции.

- [1] Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В. Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. № 1. С. 3–18.
- [2] Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25–42.
- [3] Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде–палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 120–140.
- [4] Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии – кембрии. М.: Наука, 1982. 116 с.
- [5] Горнова М.А. Геохимия и петрология надсубдукционных перидотитов: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2011. 300 с.
- [6] Баянов В.Д. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части бассейна р. Джиды. Отчет Дабанской партии о результатах ГСР-50 за 1984–1992 гг. Лист М-48-А. Улан-Удэ: Бурятгеология, 1992.
- [7] Высоцкий С.В. Офиолитовые и бонинит-офиолитовые ассоциации островодужных систем западной Пацифики: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1996. 62 с.
- [8] Налетов П.И. Ультраосновные породы Юго-Западного Забайкалья (цакирский интрузивный комплекс) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 6. Улан-Удэ, 1961. С. 3–12.

- [9] *Кременецкий И.Г.* Результаты геолого-геофизических работ м-ба 1:25000 в Джидинском рудном узле. Отчет Модонкульской партии за 1989–1993 гг. Улан-Удэ: Бурятгеология, 1993. Кн. 2. 108 с.
- [10] *Балькин П.А.* Формационные типы перидотит-габбровых массивов и состав их исходных расплавов: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002. 44 с.
- [11] *Изох А.Э.* Расслоенные ультрабазит-базитовые ассоциации как индикаторы геодинамических обстановок (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса): Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1999. 403 с.
- [12] *Шарков Е.В., Чистяков А.В., Лазько Е.Е.* Строение расслоенного комплекса Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал) как отражение мантийных процессов под задуговым морем // *Геохимия*. 2001. № 9. С. 915–932.
- [13] *Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л.* Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. 269 с.
- [14] *Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В., Поляр У., Апанасевич Е.А., Левкович Н.В., Жарков В.А.* Гетерогенность стандартов 91500 и Темога-I для U-Pb датирования единичных цирконов // Тезисы докладов XVIII симпозиума по геохимии изотопов имени акад. А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ, 2007. С. 42–43.
- [15] *Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Баянова Т.Б.* Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // *ДАН*. 2015. Т. 463, № 5. С. 576–580.



## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЛОЩАДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СЪЕМОК ДЛЯ РАСШИФРОВКИ ЭВОЛЮЦИИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

С.В. Ефремов

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

Основной акцент в использовании результатов геохимических съемок направлен на выявление перспективных рудных объектов с их предварительной количественной оценкой. Однако при более детальном анализе геохимических данных может быть получена дополнительная важная генетическая информация относительно предполагаемого рудного объекта, которая будет способствовать определению формационной принадлежности рудного объекта, выделению стадий его эволюции и, в конечном итоге, более корректной оценке его экономических перспектив.

Все генетические построения могут быть выполнены на основе карты ассоциаций химических элементов, построенной по результатам геохимических съемок. В основе этого подхода лежит представление о том, что ассоциацию химических элементов в точке опробования определяет ассоциация минералов в отобранной пробе. Это представление позволяет выделить связь: геологическое тело – ассоциация минералов – ассоциация химических элементов. Иными словами, картируя ассоциацию химических элементов, мы картируем геологическое тело.

Этот подход дает широкие возможности при изучении рудных полей месторождений, в частности позволяет оконтурить интересующую нас минеральную ассоциацию в площади работ.

Расчет ассоциаций может быть выполнен любым из методов многомерной статистики, где в качестве показателя взаимосвязи между химическими элементами используется коэффициент ковариации/корреляции (метод главных компонент, R-, Q-факторный анализ, кластерный анализ и т.д.).

Наиболее ответственным этапом в построении карты ассоциаций является их «генетическое соотнесение» – сопоставление ассоциаций химических элементов с ассоциациями минералов (стадиями минералообразования). Обычно подобное соотнесение выполняется на основе вводных данных, формирующихся на базе имеющейся информации о геологическом строении площади работ и накопленной научной информации. Проиллюстрировать это можно на примере рудно-магматических систем.

В качестве основы для соотнесения ассоциаций химических элементов и минералов в рудно-магматической системе могут быть взяты представления Б.Л. Флерова [1] о смене стадий минерализации во времени, связанных с отделением гидротермальных растворов при остывании магматического очага.

Этим автором выделяется два крупных этапа минералообразования, подразделяющиеся на стадии минерализации (рудотолжения): 1) пневматолитовый (щелочной метасоматоз; грейзенизация); 2) гидротермальный (высоко-, средне-, низкотемпературная). Каждая из этих стадий имеет свою минеральную ассоциацию и, как следствие, ассоциацию химических элементов. Зная химическую формулу минерала и концентрирующиеся в нем элементы-примеси, сопоставить ассоциацию химических элементов с ассоциацией минералов и соотнести ее со стадией рудотолжения в системе Б.Л. Флерова не составит большого труда.

Подобный подход геохимического картирования имеет ряд преимуществ. Во-первых, он позволяет выделить геохимические поля, связанные с продуктивной ассоциацией минералов, значительно сократив площадь геологических работ, оконтурить зоны с наибольшей эндогенной проработкой («телескопирование» геохимических полей различных стадий рудотолжения), оценить полноту проявления стадий рудообразования.

В качестве дополнительного «бонуса» возможна оценка уровня эрозионного среза. Она может быть выполнена на основе представления о пространственной близости образований вы-

сокотемпературных стадий минералообразования к магматическому очагу – источнику рудных растворов. Согласно этому подходу, появление геохимических полей пневматолитового этапа рудообразования будет свидетельствовать о высоком уровне эрозионного среза, высокоградиентных стадий гидротермального рудообразования – об умеренном уровне эрозионного среза, низкоградиентных стадий – о невысоком уровне эрозионного среза рудного объекта.

Предложенный методический подход к решению генетических задач с использованием результатов геохимических съемок позволяет получить много важной генетической информации о предполагаемом рудном объекте, что, в конечном счете, приведет к его более обоснованной оценке.

[1] Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 247 с.



## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА В ДЕВОНСКИХ ДАЙКАХ ЯКУТСК-ВИЛЮЙСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

А.В. Иванов<sup>1</sup>, В.М. Саватенков<sup>2</sup>, Е.И. Демонтерова<sup>1</sup>,  
А.И. Киселев<sup>1</sup>, В.С. Каменецкий<sup>3</sup>

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

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru

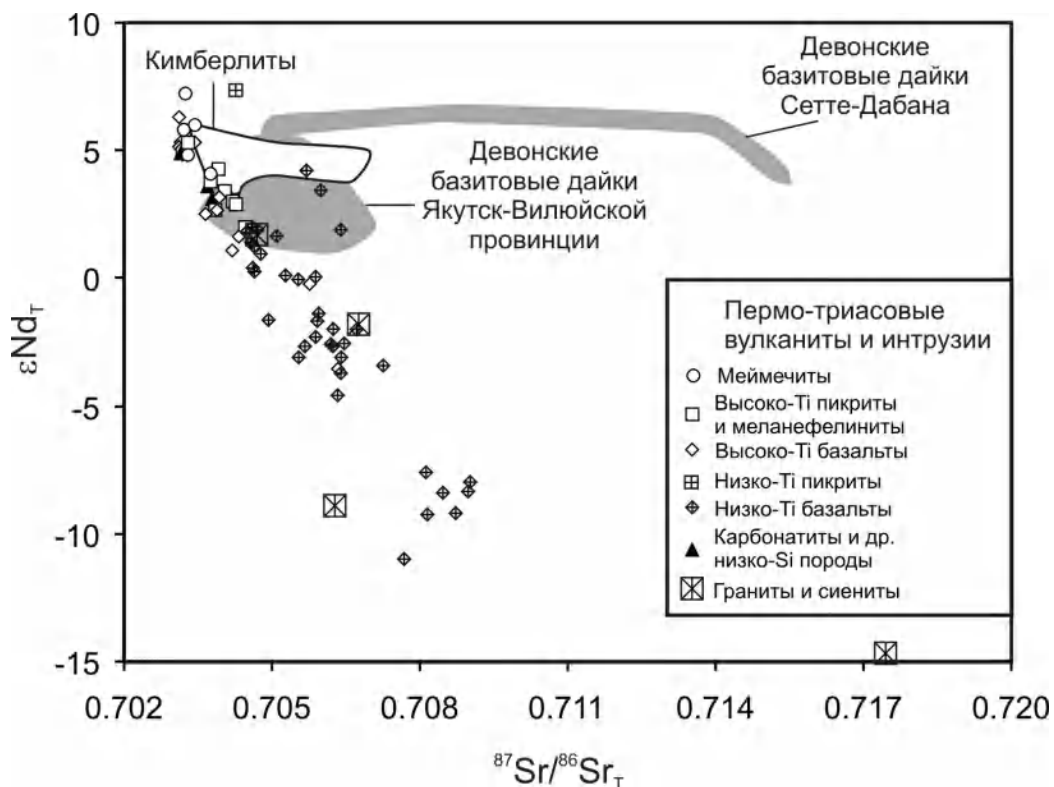
<sup>3</sup> Хобарт, Австралия, Университет Тасмании, dima.kamenetsky@utas.edu.au

Вопрос происхождения базитовых магм является горячо обсуждаемым в мировой литературе. В конце 1970-х и в 1980–1990-е годы многие исследователи фокусировались на изучении океанических базальтов. В это время была разработана изотопная систематика базальтов, в первую очередь в координатах изотопов Sr, Nd и Pb [1]. Изучение континентальных базальтов показало, что такие системы более сложны для интерпретации из-за неоднородного строения континентальной литосферной мантии и коры. В 1990-е гг., особый интерес стали вызывать изотопные системы благородных газов, в 2000-е – такие изотопные системы, как Re-Os и Lu-Hf, а в настоящее время передовые исследования сосредоточены на изотопных системах тяжелых стабильных изотопов. Причина такой смены интересов во многом обусловлена развитием аналитических методов и их приложением к хорошо известным объектам в океанических и континентальных регионах. Одновременно для многих регионов мира возникала парадоксальная ситуация неполноты изотопных данных, когда новые исследования ведутся при отсутствии фундамента из классической изотопной триады Sr-Nd-Pb. Например, для Сибирских траппов только Норильский район частично охарактеризован микроэлементными данными и классическим триплетом изотопов Sr, Nd и Pb [1–3], чуть хуже обстоит ситуация с Меймеча-Котуйской провинцией, для которой имеется масса опубликованных микроэлементных данных [2–4], но изотопные Sr-Nd-Pb данные получены только по малому количеству образцов [5]. Еще более ограничены данные по изотопии He [6], Os и Hf [5, 7]. Имеются микроэлементные данные по некоторым скважинам Западно-Сибирской низменности [8, 9], однако многие другие районы Сибирских траппов в буквальном смысле являются белым пятном с точки зрения кондиционных аналитических данных.

Еще хуже обстоит ситуация с другой крупной изверженной провинцией Сибирского кратора – девонской Якутск-Вилюйской провинцией. Фактически единственным исследованием современного уровня является работа [10], в которой приводится широкий набор микроэлементов и изотопия Sr и Nd. Согласно этим изотопным данным, дайки Якутск-Вилюйской провинции, относящиеся к базальтам высокотитанистой серии, имеют достаточно высокие значения  $\epsilon\text{Nd}_T$  (от +1 до +5.2), но смещены в сторону более высоких отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от геохимически сходных базальтов высокотитанистой серии провинции Сибирских траппов. Среди Сибирских траппов только некоторые низкотитанистые базальты характеризуются повышенными изотопными отношениями стронция, как и девонские дайки Якутск-Вилюйской провинции. Аналогичное повышение значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  фиксируется также в некоторых кимберлитах Сибирской платформы (рис. 1). Девонские высокотитанистые дайки Сетте-Дабана смещены в сторону еще более высоких отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  при значениях  $\epsilon\text{Nd}_T$  от +4 до +6 (рис. 1). В этом докладе мы приводим первые данные по изотопии Pb девонских даек и проводим сопоставление с высокотитанистыми породами Меймеча-Котуйской провинции Сибирских траппов и кимберлитами.

U-Pb изотопные анализы выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Дробленные пробы (фракция 0.50–0.25 мм) предварительно выщелачивались в 2.2 N HCl для удаления вторичных загрязнений, затем истирались в пудру. Истертые пробы растворялись в смеси концентрированных кислот HF–HNO<sub>3</sub> в микроволновой печи в течение 15 мин. Химическое выделение Pb и U из пород проводилось на анионообменной



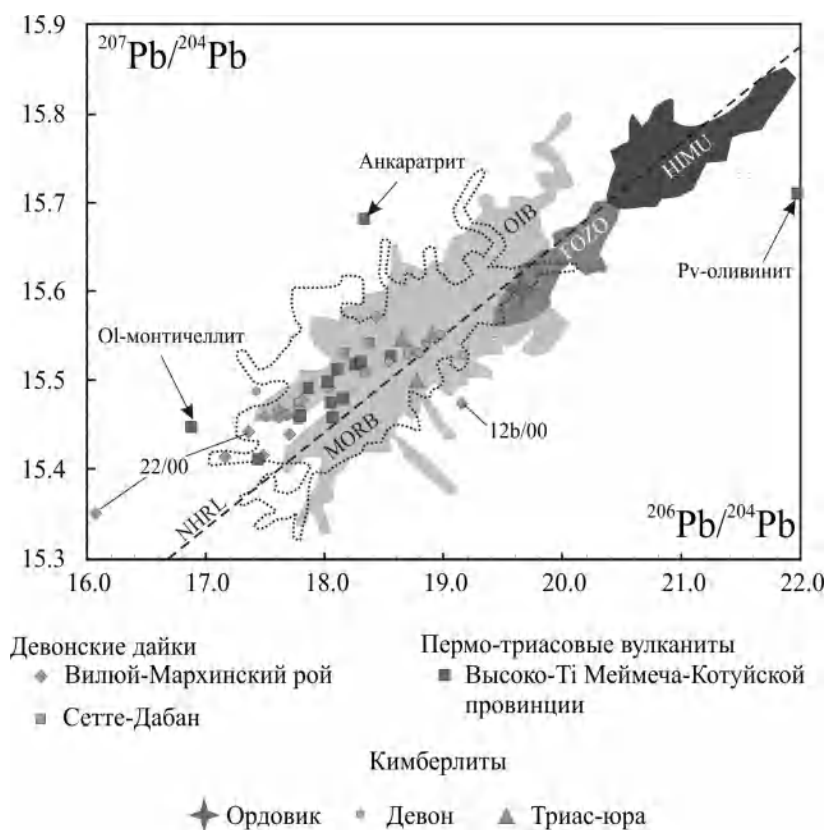


**Рис. 1.** Вариации изотопных отношений Nd и Sr (пересчитанных на возраст пород) в вулканитах и интрузиях Сибирской трапповой провинции, Виллюй-Якутской трапповой провинции и разновозрастных сибирских кимберлитах. Используются данные из статей [2, 3, 5, 10].

смоле Bio-RadAG1-X8 в растворах кислот HBr–HCl согласно методике [11]. Изотопный анализ Pb и U выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Triton в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01 % (2σ). Изотопный состав Pb и U измерялся в одноленточном режиме на рениевых испарителях. Для измерений использовался силикатный эмиттер в смеси с H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>. Общий уровень лабораторного загрязнения Pb и U не превышал 0.1 и 0.01 нг соответственно. Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера <sup>235</sup>U–<sup>204</sup>Pb–<sup>207</sup>Pb [12]. Ошибки измерения изотопных отношений <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1, не превышают 0.03 %, 0.03 % и 0.05 % соответственно.

Результаты изотопных анализов Pb, скорректированных на возраст, приведены на рис. 2. Даже беглый взгляд на диаграмму <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb–<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb позволяет увидеть, что по изотопии свинца нет принципиальных отличий ни между девонскими дайками Сете-Дабана и Виллюй-Мархинского роя Якутск-Виллюйской провинции, ни между пермо-триасовыми высокотитанистыми породами и девонскими дайками, ни между теми и другими и разновозрастными кимберлитами. За исключением редких образцов, все они вытягиваются вдоль условной линии базальтов Северного полушария (NHRL – North Hemisphere Reference Line), группируясь в нижнем углу поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB – Mid Ocean Ridge Basalt). Среди девонских даек резко выделяются всего два образца. Причем образец 22/00, проанализированный дважды, показал резко различные значения, что говорит о нарушении в нем U–Pb изотопной системы. Вероятно, такая же причина привела к появлению аномальных значений в образце 12b/00. Среди высокотитанистых пород Меймеча-Котуйской провинции Сибирских траппов аномальные значения зафиксированы только в породах необычного состава, а именно в оливиновом монтичеллите, анкаратрите и перовскитовом оливините (рис. 2). Девонские и триас-юрские кимберлиты группируются на правом краю поля точек девонских и пермо-триасовых базальтов, а единственный анализ ордовикского кимберлита заметно смещен в поле базальтов океанических островов с характеристикой FOZO.

Изотопное сходство между высокотитанистыми пермо-триасовыми вулканитами и разновозрастными кимберлитами было использовано в работе [5], как доказательство их внутрили-



**Рис. 2.**  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  диаграмма для вулканитов и интрузий Сибирской трапповой провинции, Вилуй-Якутской трапповой провинции и разновозрастных сибирских кимберлитов. Данные по Вилуй-Якутской трапповой провинции получены авторами, остальные из статьи [5]. Все значения пересчитаны на возраст пород. Данные по современным океаническим базальтам из статьи [13].

тосферного происхождения. Наши новые данные указывают на то, что по изотопным отношениям Pb и Nd нет отличий ни между разновозрастными базитами, ни между ними и разновозрастными кимберлитами, за исключением ордовикского кимберлита. В то же время линейный тренд в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  может объясняться участием в магнообразовании двух мантийных компонентов – астеносферного компонента типа MORB и еще одного компонента – типа FOZO. Природа компонента FOZO является дискуссионной. Он часто встречается как конечный изотопный компонент во многих базальтах океанических островов и базальтах срединно-океанических хребтов. В работе [13] показано, что компонент FOZO не является первичным, а мог образоваться в мантии в результате непрерывного фракционирования при субдукции океанической коры и ее смешении с компонентом типа MORB. Предполагается, что в малом объеме компонент FOZO присутствует во всей мантии Земли [13].

Работа выполнена в рамках проекта РНФ 16-17-10068.

- [1] Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. V. 14. P. 493–571.
- [2] Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B-S.W., Knight R.J., Siems D.F. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to characterization of Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V. 57. P. 3677–3704.
- [3] Lightfoot P.C., Keays R.R. Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from Siberian Trap, Noril'sk region: Implication for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores // Economic Geology. 2005. V. 100. P. 439–462.
- [4] Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования Сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1293–1334.
- [5] Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I. A comparison of Siberian meimcehites and kimberlites: Implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. Q11014. doi:10.1029/2006GC001342.

- [6] *Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Teichmann F., Vasiliev Yu.R., Sobolev N.V., Turrin B.D.* High-<sup>3</sup>He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*. 1995. V. 269. P. 822–825.
- [7] *Horan M.F., Walker R.J., Fedorenko V.A., Czamanske G.K.* Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of the Siberian flood basalt sources // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 5159–5168.
- [8] *Медведев А.Я., Альмухамедов А.Я., Курда Н.П.* Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 86–100.
- [9] *Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya.* Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Traps, Russia // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 425–452.
- [10] *Kiselev A.I., Ernst R.E., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N.* Radiated rifts and dyke swarms of the Middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton // *Journal of Asian Earth Science*. 2012. V. 45. P. 1–16.
- [11] *Manhes G., Allegre C.J., Provost A.* U-Th-Pb systematics of the eucrite “Juvinas”. Precise age determination and evidence for exotic lead // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. P. 2247–2264.
- [12] *Мельников Н.Н.* Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // *Геохимия*. 2005. № 12. С. 1333–1339.
- [13] *Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R.* FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2005. V. 6. Q05007. doi:10.1029/2004GC000824.



## НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ, GPS-ДАННЫЕ И ПАРАМЕТРЫ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ АКТИВНЫХ СЕКМЕНТОВ АРКТИКО-АЗИАТСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

Л.П. Имаева<sup>1,2</sup>, В.С. Имаев<sup>1,2</sup>, В.И. Мельникова<sup>1,2</sup>, С.В. Ашурков<sup>1,2</sup>, А.И. Середкина<sup>1,2</sup>

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

<sup>2</sup> Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

Для активных сегментов Арктико-Азиатского сейсмического пояса проведено комплексное исследование, направленное на определение типов сеймотектонической деструкции и напряженно-деформированного состояния земной коры зоны взаимодействия между Евразийской, Североамериканской и Охотоморской литосферными плитами. По степени активности геодинамических процессов разработаны региональные принципы ранжирования неотектонических структур с обоснованием дифференциации их классов [4], проведено неотектоническое районирование территории. В пределах Лаптевоморского, Хараулахского сегментов и сеймотектонической зоны Черского проанализированы: структурно-тектоническое положение новейших структур [3, 6], параметры глубинного строения [1, 7], системы активных разломов [5], а также поля тектонических напряжений, установленные на основе тектонофизического анализа разрывных и складчатых позднекайнозойских деформаций [3, 5]. По сейсмологическим данным [15–18] по методу С.Л. Юнги [8] рассчитаны средние тензоры сеймотектонических деформаций, что позволило совместно с геолого-геофизическими [5, 9, 12] и GPS-данными [10, 11] установить тектоническую позицию и структурно-динамическую организацию основных эпицентральных полей региона, выявить зональность тектонических режимов напряженно-деформированного состояния земной коры, а также создать региональную структурно-динамическую модель главных сейсмогенерирующих структур территории северо-восточного сектора Арктики.

Установлено, что исследуемая территория находится в области влияния разных геодинамических процессов: спрединга (хребет Гаккеля), рифтогенеза (шельф моря Лаптевых), трансенсии (Оленекский сектор, Хараулахская зона) и транспрессии (сеймотектоническая зона Черского). Зона спредингового хребта Гаккеля отождествляется с границей между Североамериканской и Евразийской литосферными плитами. Здесь доминирует сеймотектонический режим растяжения, где главные оси напряжений располагаются субширотно, вкрест простирания основных структурных элементов. На шельфе моря Лаптевых не прослеживается единый сплошной раскол литосферы. Южный фланг Евразийского бассейна в зоне стыка с континентальным склоном образует Лаптевоморскую микроплиту, для которой по параметрам сеймотектонических деформаций установлен режим поперечного субгоризонтального растяжения. На западной и восточной границах этой микроплиты по сейсмологическим данным фиксируется режим сжатия как реакция на рифтинг, действующий в пределах шельфа моря Лаптевых. Оленекский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса структурно ограничивает с юга Лаптевоморскую рифтовую систему от Сибирской платформы. По расчетам сеймотектонических деформаций здесь действует режим растяжения земной коры с небольшой левосдвиговой компонентой.

В Хараулахском сегменте, где сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры, установлены зоны с различным динамическим типом напряженного состояния земной коры (растяжение, сжатие и их различные комбинации). К юго-востоку от зоны трансенсии Евразийская и Североамериканская плиты сближаются под косым углом друг к другу. В сеймотектонической зоне Черского по структурно-тектоническим и сейсмологическим данным фиксируется режим устойчивого северо-восточного сжатия. Здесь в условиях транспрес-

сии развиты сейсмогенерирующие структуры надвигового, взбросового и сдвигового типа. Современные сеймотектонические процессы в наиболее активном сегменте Арктико-Азиатского сейсмического пояса – зоне Черского – происходят в обстановке сжатия (при моделирующем влиянии Колымо-Омолонского супертеррейна), возникшей при сближении крупных литосферных плит: Тихоокеанской (скорость 8–10 см/год), Североамериканской (>1 см/год) и Евразийской (>0.2 см/год) [10, 14]. Между названными литосферными плитами гигантами располагается Охотоморская малая литосферная плита, которая под воздействием сжимающих усилий выталкивается к юго-востоку и востоку, способствуя конвергенции Североамериканской и Евразийской плит с развитием левосторонних движений по разломам в зоне Черского и в заливе Шелехова Охотского моря, а также правосторонних перемещений в бассейнах рек северного Приохотья [9, 12, 13].

Такая смена геодинамических обстановок (растяжение на сжатие) может быть удовлетворительно объяснена с позиций глобальной тектоники литосферных плит, если считать, что полюс вращения Евразийской и Североамериканской плит находится вблизи губы Буор-Хая [2, 5, 9]. В этом случае неотектонические структуры, расположенные к северу от полюса вращения, должны испытывать в современную эпоху растяжение, а к югу и юго-востоку – сжатие. Это подтверждается установленной зональностью тектонических режимов напряженно-деформированного состояния земной коры, выявленной для территории северо-восточного сектора Арктики. Параметры сеймотектонических деформаций, рассчитанные по сейсмологическим данным, в целом отражают общие тенденции в распределении полей напряжений земной коры, выявленные структурно-тектоническими исследованиями, что свидетельствует о преемственности их основных характеристик.

Подтверждением выявленной зональности тектонических режимов напряженно-деформированного состояния земной коры служат и материалы спутниковой геодезии, полученные в последнее время высокоточными измерениями станциями GPS на территории Якутии, Магаданской области и Аляски [10, 11, 14]. Результаты расчетов скоростей деформаций показали, что для территории Российской Арктики характерны низкие значения на уровне  $10^{-9} \times \text{год}^{-1}$ . В тектоническом плане зоны взаимодействия между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами соответствуют фланговым блокам, которые представлены Сибирской и Колымо-Чукотской коровыми плитами. Максимальные значения скоростей деформаций  $\approx 3 \times 10^{-8} \times \text{год}^{-1}$  фиксируются в зоне тройного сочленения Евразийской, Североамериканской и Охотоморской литосферных плит. Граница между Североамериканской и Охотоморской плитами также проявляется в направлении вращения треугольников триангуляционной сети. Здесь отмечается область вращения против часовой стрелки – в обратном для остальной территории направлении.

Исследования проведены по проекту РНФ № 15-17-20000 «Сейсмогеодинамический анализ и сейсмическое районирование восточного сегмента прибрежно-шельфово́й области Российской Арктики».

- [1] Богданов Н.А. Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 231–249.
- [2] Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 8. Л.: НИИГА, 1973. С. 56–75.
- [3] Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 207 с.
- [4] Гусев Г.С., Имаева Л.П. Новейшая и современная тектоническая (геодинамическая) активность территории России // Разведка и охрана недр. 2014. № 12. С. 29–35.
- [5] Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
- [6] Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф., Трунилина В.А., Дейкуненко А.В. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука», 2001. С. 199–254.
- [7] Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32–35.
- [8] Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.
- [9] Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., Imaev V.S., McLean M.S. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. Stephan Mueller Special Publication. 2009. Ser. 4. P. 117–145.

- [10] *Kogan M.G., Steblov G.M., King R.W. et al.* Geodetic constraints on the rigidity and relative motion of Eurasia and North America // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27, № 14. P. 2041–2044.
- [11] *Kreemer C., Blewitt G., Klein C.* A geodetic plate motion and global strain rate model // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2014. V. 15, № 10. P. 3849–3889. doi:10.1002/2014GC005407.
- [12] *Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M. et al.* Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, Northeast Asia // *Geophysical Research Letters*. 1993. V. 20, № 7. P. 607–610.
- [13] *Seno T., Sakurai T.* Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate // *Journal of Geophysical Research*. 1996. V. 101, № B5. P. 11305–11315.
- [14] *Steblov G.M., Kogan M.G., King R.W. et al.* Imprint of the North American plate in Siberia revealed by GPS // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30, № 18. P. 1924. doi:10.1029/2003GL017805.
- [15] *International Seismological Centre*. Thatcham, United Kingdom, 2013. <http://www.isc.ac.uk> (дата обращения: сентябрь–январь 2015 г.).
- [16] *Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University*. <http://seismology.harvard.edu/resources.html> (дата обращения: сентябрь–январь 2015 г.).
- [17] The Global Centroid Moment Tensor Project. <http://www.globalcmt.org>.
- [18] *National Earthquake Information Center, U.S. Geological Survey*. <http://earthquake.usgs.gov/data> (дата обращения: сентябрь–январь 2015 г.).



## ДИАГНОСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

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

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

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, matasovagg@ipgg.sbras.ru

<sup>3</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru

<sup>4</sup> Москва, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, joki.la.loki@gmail.com

Последовательность вулканических событий в Байкальской рифтовой зоне достаточно хорошо реконструирована для миоцен-плиоценового интервала на основании данных абсолютного датирования [1], тогда как для более поздних этапов – поздннеоплейстоценового (предголоценового по [2]) и голоценового – реконструировать такую последовательность проблематично из-за отсутствия высокоточных методов датирования молодых вулканических комплексов. В данной работе нами реализован новый подход для оценки возраста и восстановления последовательности событий неоплейстоцен-голоценового вулканического этапа на основе петромагнитных исследований субаэральных и озерных отложений. Надежными индикаторами вулканических событий в осадках являются прослойки тефры, которые содержат большое количество мелких ферромагнитных частиц [3], что обуславливает существенные изменения в составе, концентрации и размере зерен магнитной фракции осадков, отличающие их от вмещающих отложений, не содержащих вулканического материала.

Объектами исследований послужили субаэральные отложения разрезов Белый Яр и Славин Яр в Тункинской впадине и донные осадки озера Тухурен-Нур в Жом-Болокском вулканическом районе Восточного Саяна. Петромагнитные измерения выполнены в ИНГГ СО РАН на коэрцитивном спектрометре J-meter, гранулометрические исследования – в ИНГГ СО РАН на лазерном анализаторе размера частиц Microtrac X100.

Разрез Белый Яр (51°43'21" с.ш., 102°40'21" в.д.), мощностью ~ 27 м, представляет собой наиболее полную последовательность субаэральных отложений Тункинской впадины для последних 40000 лет, датированную радиоуглеродным методом [4]. Отбор петромагнитных образцов выполнен до глубины 26 м через 5–10 см, всего коллекция составила 187 образцов. Образцы для гранулометрических исследований отбирались через 10–20 см до глубины 26 м (всего 133 образца).

Петромагнитные исследования показали, что на фоне регулярных изменений петромагнитных параметров, отражающих строение разреза, в интервалах глубин 410–730 см и 910–1400 см наблюдаются существенные изменения структурно-чувствительных магнитных характеристик: заметно увеличивается остаточная намагниченность насыщения ( $J_{rs}$ ) и коэрцитивная сила ( $V_c$ ), уменьшается эффективный размер магнитного зерна ( $k_{fer}/J_{rs}$ ). Термомагнитный анализ показал, что единственным магнитным минералом в осадках является магнетит ( $T_c=580$  °C), кривые  $k(T)$  идентичны во всем разрезе. Оценка доменного состояния частиц по [5] показала, что в аномальных интервалах частицы с  $3.1 < V_{cr}/V_c < 4.5$  находятся в псевдооднодоменном (ПСД) состоянии (содержат от 5 до 25 % однодоменных частиц), вне этих интервалов осадки содержат только многодоменные (МД) частицы. Размер ПСД частиц в отложениях разреза Белый Яр, определенный по методике из [6], составляет 6–12 мкм, а размер МД частиц – 16–120 мкм.

Анализ корреляционных связей между магнитными и гранулометрическими параметрами отдельно для горизонтов с МД и ПСД зернами показал, что такая корреляция для МД частиц

прямая, а для ПСД – обратная. Это указывает на то, что присутствие ПСД частиц не связано с эоловым процессом, а обусловлено выпадением пеплового материала. На основе такого предположения в разрезе Белый Яр выделяются два крупных вулканических события, осложненных серией более мелких. В соответствии с радиоуглеродными датами [4] возраст этого вулканического этапа в Тункинской впадине находится пределах 26 250 – 12 405 лет.

Разрез Славин Яр ( $51^{\circ}42'15''$  с.ш.,  $102^{\circ}39'30''$  в.д.), мощностью ~30 м, является одним из наиболее представительных разрезов квартера Тункинской колтовины. В нем имеются две абсолютные датировки:  $37790 \pm 310$  лет ( $^{14}\text{C}$  AMS) и  $45810 \pm 4070$  лет ( $^{14}\text{C}$ ), полученные по образцам древесного угля из горизонтов ископаемых почв на глубине ~8 м и ~10 м соответственно [4]. Отбор петромагнитных образцов выполнен до глубины 26.8 м через 5–10 см, всего коллекция составила 284 образца. Образцы для гранулометрических исследований отбирались через 20 см до глубины 26.7 м (всего 153 образца).

Петромагнитные исследования показали, что отложения разреза содержат большое количество однодоменных зерен магнетита, доля образцов с многодоменными ( $V_{\text{Cr}}/V_{\text{C}} > 4$ ) зернами составляет менее 10 %, во всех остальных осадках присутствуют однодоменные зерна. Для распознавания следов вулканических событий мы использовали взаимосвязь между медианным размером осадочных зерен по данным гранулометрии и эффективным размером магнитных зерен по петромагнитным данным. Как было установлено нами в разрезе Белый Яр, для горизонтов, где вулканический материал отсутствует, такая зависимость прямая, а для горизонтов с вулканическими частицами – обратная. Оказалось, что выделенные по такому принципу стратиграфические интервалы имеют вполне определенное положение в разрезе и характеризуются самыми низкими ( $< 3.1$ ) значениями  $V_{\text{Cr}}/V_{\text{C}}$ , т.е. содержат более 20 % однодоменных частиц. Два таких интервала отвечают горизонтам ископаемых почв (8.85–9.20 м и 12.55–12.90 м). Поскольку однодоменные частицы в развитых почвах могут быть результатом педогенеза, а не следствием вулканических событий, мы исключили эти интервалы из рассмотрения. Не рассматривались также единичные образцы с  $V_{\text{Cr}}/V_{\text{C}} < 3.1$ , отстоящие отдельно от остальных интервалов.

При такой интерпретации в разрезе Славин Яр можно выделить две разновозрастных стадии вулканической активизации: 1) в конце позднего неоплейстоцена (два крупных события, осложненные серией мелких), что по возрасту, видимо, соответствует аналогичным событиям в разрезе Белый Яр (26250–12405 лет назад); 2) в середине позднего неоплейстоцена (древнее 46000 лет назад), состоящая из трех крупных событий и серии мелких. Следует отметить, что отложения, соответствующие возрастному интервалу 30000–45000 лет, не содержат петромагнитных индикаторов вулканических событий, что, по-видимому, свидетельствует об отсутствии вулканической деятельности в этот период.

Оз. Тухурен Нур ( $52^{\circ}40'35''$  с.ш.,  $99^{\circ}00'54''$  в.д.) расположено в долине р. Жом-Болок, районе крупнейшего проявления голоценовых извержений в Центральной Азии [7]. В центре озера на глубине 8 м был отобран керн длиной 98 см, представленный озерными илами, подстилаемыми с глубины 83.5 см ледниковыми глинами. Возраст ледниковых отложений на глубине 98 см составляет  $13209 \pm 113$  калиброванных лет [8].

Образцы для петромагнитных исследований были отобраны равномерно по разрезу с шагом 3 см (всего 32 образца).

Вариации петромагнитных характеристик в верхней части разреза озерных илов незначительны, тогда как в нижней части разреза (интервал глубин 60–82 см) они резко меняются: возрастает величина концентрационно-чувствительных параметров (рост величин  $k$  и  $J_s$  в 2–3 раза) и содержание суперпарамагнитных частиц, резко изменяются и структурно-чувствительные параметры (возрастают значения  $J_{rs}$ ,  $V_{\text{C}}$  и  $V_{\text{Cr}}$ ), уменьшается эффективный размер магнитного зерна  $k_{\text{fer}}/J_{rs}$  и параметр доменного состояния  $V_{\text{Cr}}/V_{\text{C}}$ . По данным термомагнитного анализа, основным магнитным минералом в озерных осадках является магнетит ( $T_{\text{C}} = 580$  °C) в ассоциации с пиритом.

Оценка доменного состояния частиц, по [5], показала, что в аномальных интервалах частицы с  $1.7 < V_{\text{Cr}}/V_{\text{C}} < 2.0$  находятся на границе однодоменного (ОД) и ПСД состояний (содержат от 60 до 70 % ОД частиц), вне этих интервалов разброс значений  $V_{\text{Cr}}/V_{\text{C}}$  существенно выше (2.1–4.4), что соответствует ПСД и МД состояниям (содержат от 5 до 50 % ОД частиц). Размер частиц в осадках из аномального интервала (пограничного ОД/ПСД состояния) 1–3 мкм, а вне этого интервала варьируется в широких пределах – от 5 до 128 мкм. С учетом литологической однородности осадка и неизменного состава магнитной фракции, резкое увеличение количества



мелких (граница ОД/ПСД) частиц в осадке, по всей вероятности, свидетельствует о их поступлении извне как продуктов вулканической деятельности. В таком случае донные осадки озера Тухурен-Нур в интервале глубин 60–82 см зафиксировали вулканическое событие с возрастом 12000–13000 лет.

Таким образом, можно утверждать, что поступление мелкозернистого (граница ОД/ПСД) ферромагнитного материала является основным механизмом изменения петромагнитных характеристик в осадочных толщах в результате вулканической деятельности и, следовательно, может служить независимым маркером вулканических событий. Различие в проявлении этого маркера в эоловых и озерных отложениях определяется исходным составом пород (концентрацией и размерами ферромагнитных зерен в подстилающих и перекрывающих осадках). Для субэаральных грубозернистых отложений, содержащих исключительно МД зерна, поступление вулканического мелкозернистого магнитного материала приведет к смещению среднего доменного состояния ансамбля зерен в ПСД область, для мелкозернистых субэаральных осадков и илистых донных отложений, содержащих ПСД частицы, – к смещению среднего доменного состояния ансамбля зерен в пограничную ОД/ПСД область.

Обобщение результатов по всем трем объектам позволяет наметить последовательность вулканических событий в Байкальской рифтовой зоне в позднем неоплейстоцене – голоцене. Ранний этап соответствует временному интервалу древнее 46000 лет назад. Второй этап – поздненеоплейстоценовый (~26000 лет назад), он зафиксирован в двух разрезах Тункинской котловины. Самый поздний этап соответствует границе неоплейстоцена и голоцена (~12000 лет назад), обнаружен во всех изученных объектах. Вулканические события этого этапа, выявленные в осадках Тункинской впадины и Жом-Болокского вулканического района, хронологически близки, что позволяет предполагать единый этап вулканической активизации в Байкальской рифтовой зоне на границе неоплейстоцена – голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 15-05-01811, 15-35-20293).

- [1] *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В.* Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО «Наука». Сиб. отд-ние, 2000. 288 с.
- [2] *Логачев Н.А.* Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины // Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Вып. 1. Улан-Удэ, 1954. С. 139–145.
- [3] *Roberts A.P., Chang L., Heslop D., Florindo F., Larrasoana J.C.* Searching for single domain magnetite in the “pseudo-single-domain” sedimentary haystack: Implications of biogenic magnetite preservation for sediment magnetism and relative paleointensity determinations // *Journal of Geophysical Research*. 2012. V. 117, № B8. B08104. doi:10.1029/2012JB009412.
- [4] *Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N.* Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region), Russia // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 46. P. 195–208.
- [5] *Dunlop D.J.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // *Journal of Geophysical Research*. 2002. V. 107, № B3. P. EPM 5-1–EPM 5-15. doi:10.1029/2001JB000487.
- [6] *Thompson R., Oldfield F.* Environmental magnetism. London: George Allen and Unwin, 1986. 227 p.
- [7] *Ярмолюк В.В., Никофоров А.В., Иванов В.Г.* Строение, состав и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок // *Вулканонология и сейсмология*. 2003. № 5. С. 41–59.
- [8] *Щетников А.А., Безрукова Е.В., Филинов И.А., Иванов Е.В., Кербер Е.В.* Озерный морфолитогенез в «Долине вулканов» (Жомболокское лавовое поле, Восточный Саян) // *География и природные ресурсы*. 2016 (в печати).



## ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ КОКЧЕТАВСКОГО СИАЛИЧЕСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Н.А. Каныгина<sup>1</sup>, А.А. Третьяков<sup>1</sup>, К.Е. Дегтярев<sup>1</sup>, Е.В. Ковальчук<sup>2</sup>

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

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

В строении палеозоид западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса участвуют крупные сиалические массивы с докембрийской континентальной корой. Их фундамент сложен в разной степени метаморфизованными мезо- и неопротерозойскими вулканогенно-осадочными и обломочными толщами, а также гранитоидами, которые перекрыты неметаморфизованными терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными образованиями венд-нижнепалеозойского чехла.

Присутствие домезопротерозойских образований на современном эрозионном срезе в пределах большинства массивов не установлено, однако результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований гранитоидов показывают, что их источниками являлись палеопротерозойские, а иногда и неоархейские комплексы. Эти данные позволяют предполагать, что раннедокембрийские образования участвуют в строении глубоких горизонтов коры сиалических массивов.

Другим свидетельством существования допозднемезопротерозойской континентальной коры являются мощные кварцито-сланцевые толщи, которые широко распространены в пределах сиалических массивов Северного (Кокчетавский, Ишкеольмесский и Еремантау-Ниязский), Центрального (Актау-Джунгарский) и Южного (Чуйско-Кендыктасский) Казахстана и традиционно рассматриваются в качестве позднедокембрийского субплатформенного чехла [1, 2].

Кварцито-сланцевые толщи наиболее полно представлены в пределах фундамента Кокчетавского массива Северного Казахстана, занимая наиболее высокое структурное положение в структуре фундамента, и подстилаются толщей метаморфизованных эффузивов и туфов кислого состава (кууспекская свита) с возрастом  $1136 \pm 4$  млн лет [3]. Нижняя часть кварцито-сланцевого разреза сложена филлитовидными серицито-кварцевыми сланцами с горизонтами доломитов (шарыкская свита мощностью около 1000 м), а верхняя – кварцевыми и серицит-кварцевыми сланцами, мелкопсаммитовыми кварцито-песчаниками, частью красноцветными, которые сменяются белыми массивными кварцитами и серицит-кварцевыми сланцами (кокчетавская и андреевская свиты мощностью от 500 до 1500 м). Характерной особенностью разрезов нижней части кварцитовых толщ является приуроченность к ним горизонтов и линз циркон-рутиловых и циркон-магнетит-рутиловых палеороссыпей, образующих рудопроявления и мелкие месторождения [4].

Изучение возраста обломочных цирконов из палеороссыпей Кокчетавского и Еремантау-Ниязского массивов и из кварцитов Ишкеольмесского массива позволило установить, что источниками сноса при их накоплении являлись мезопротерозойские, палеопротерозойские и неоархейские комплексы. При этом преобладающей популяцией являются мезопротерозойские цирконы, для которых получены оценки возраста от ~ 1.1 до 1.4 млрд лет. Нижний возрастной предел накопления кварцито-сланцевых толщ оценивается в 1.06–1.08 млрд лет [5, 6].

Исходя из этого, важной является задача установления состава и формационной принадлежности структурно-вещественных комплексов питающих провинций кокчетавской и андреевской свит.

По петрохимическим характеристикам породы обеих свит соответствуют аркозам и субаркозам. Индекс химического выветривания (CIA) для пород свит варьируется в пределах

69–80, что характерно для глинистых сланцев [7], а отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  изменяется в интервале от 4 до 17. Эти особенности пород указывают на высокую степень зрелости осадочного материала. В обеих свитах проявлена тенденция к росту зрелости вверх по разрезу, что выражается в увеличении  $\text{Si}/\text{Al}$ , обеспечивающем переход от олигомиктовых песчаников к кварцевым песчаникам и ультрасилицитам [8].

Песчаники нижних частей разрезов обеих свит характеризуются меньшей степенью зрелости материала ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3=4.1-4.7$ ). В сравнении с РААС они обладают низкими значениями  $\text{MgO}+\text{FeO}^*$  (4.3–7.2 мас %) и повышенными отношениями  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , что указывает на их образование за счет эрозии пород кислого состава. Это же подтверждается и отношениями  $\text{La}/\text{Ce}$  и  $\text{Th}/\text{Ce}$ , находящимися в интервале значений, характерных для терригенных пород, образованных при разрушении гранитоидов [9]. Слабодифференцированные спектры распределения РЗЭ, отсутствие интенсивного обеднения тяжелыми РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_n=1-5$ ) указывают на преобладание в источниках сноса высококалиевых магматических пород кислого состава. В сравнении с РААС песчаники кокчетавской свиты обогащены всеми РЗЭ, песчаники же андреевской свиты демонстрируют близкие с РААС значения.

Подобные различия могут отражать разную степень обогащения песчаников акцессорными минералами тяжелой фракции, имеющими, как правило, высокий коэффициент распределения к редкоземельным элементам. Это объяснение представляется весьма обоснованным, с учетом широкого распространения в строении обеих свит горизонтов палеороссыпей.

Анализ минерального состава тяжелой фракции терригенных пород часто используется при реконструкции состава питающих провинций [10].

Нами было проведено изучение состава шлиха из пород кокчетавской (рудопоявление Илекты, центральная часть Кокчетавского массива) и андреевской (рудопоявление Дукунь, западная часть Кокчетавского массива) свит [4].

Преобладающими минералами в составе шлиха обеих свит являются рутил и циркон, а рутил-цирконовый индекс [10] в них варьируется от ~60 до ~70, что указывает на метаморфические породы в качестве основного источника сноса. Широкие вариации  $\text{Cr}$  (190–13760 ppm) и  $\text{Nb}$  (80–11390 ppm) предполагают присутствие как метапелитовых, так и метабазитовых пород среди источников сноса. На широкое распространение последних в строении питающей провинции андреевской свиты указывает и большое количество (до 40 %) рудного минерала с содержанием магнетитового минерала (40–90 %) и ульвошпинели (10–60 %).

Постоянно присутствующий (до 8–10 %) в шлихах турмалин представлен разновидностями шерла и дравита, характерными для магматических пород кислого состава либо для кварц-полевошпатовых метатерригенных пород [11].

Изучение минерального состава тяжелой фракции в кварцитах кокчетавской и андреевской свит показало, что их источниками являлись преимущественно метаморфические комплексы с подчиненным количеством магматических пород кислого состава. При этом среди источников сноса андреевской свиты значительную роль играли метабазитовые комплексы, в то время для кокчетавской свиты – в основном метапелитовые.

Использование геотермометров, основанных на насыщении рутила цирконием [12], позволило рассчитать температуры, вероятно, близкие к температурным режимам формирования метаморфических комплексов питающих провинций. Оценки температур, полученные для рутилов из шлиха кокчетавской свиты, образуют диапазон значений от 503 до 1094 °С, при этом наибольшая часть соответствует интервалу от 503 до 675 °С, а для рутилов из андреевской свиты преобладают значения температур в интервале от 527 до 744 °С. Эти оценки указывают на то, что формирование метаморфических комплексов, подвергшихся эрозии при накоплении позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ кокчетавской и андреевской свит, происходило в одинаковых температурных условиях, соответствующих уровню амфиболитовой и/или эклогитовой фаций.

Таким образом, в конце мезопротерозоя – начале неопротерозоя источниками сноса терригенного материала при накоплении кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива являлись преимущественно метаморфические образования, а также гранитоиды. С учетом преобладания в кварцито-сланцевых толщах детритовых цирконов с мезопротерозойскими оценками возраста, можно предположить, что эти гранитно-метаморфические комплексы являлись фрагментами коллизионного пояса гренвилитид.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (проект 14-27-00058).

- [1] *Зайцев Ю.А.* О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане // Вестник Московского государственного университета. Серия 4: Геология. 1974. № 3. С. 32–52.
- [2] *Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В.* Палеогеография позднего докембрия – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург, 1998. С. 159–166.
- [3] *Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В.* Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011. Т. 438, № 5. С. 644–648.
- [4] *Данилов Ю.С., Панкратова Н.Л.* Докембрийские циркон-рутиловые россыпи Кокчетавского антиклинория (Северный Казахстан) // Известия АН Казахской ССР. Серия геологическая. 1965. № 1. С. 21–34.
- [5] *Ковач В.П., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Толмачева Е.В., Ван К.-Л., Котов А.Б., Чун С.-Л., Джан Б.-М.* U-Pb-возрасты детритовых цирконов из неопротерозойских россыпей Ерементау-Ниязского массива как отражение этапов докембрийской тектоно-магматической эволюции Северного Казахстана // ДАН. 2014. Т. 455, № 3. С. 300–304.
- [6] *Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л.* Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2015. Т. 464, № 5. С. 584–588.
- [7] *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- [8] *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [9] *Cullers R.L.* The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // *Lithos*. 2000. V. 51. P. 181–203.
- [10] *Morton A.C., Hallsworth C.* Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones // *Sedimentary Geology*. 1994. V. 90. P. 241–256.
- [11] *Henry D.J., Guidotti C.V.* Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine // *American Mineralogist*. 1985. V. 70. P. 1–15.
- [12] *Zack T., von Eynatten H., Kronz A.* Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies // *Sedimentary Geology*. 2004. V. 171. P. 37–58.



## СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНО-МЕДЬ-НИКЕЛЕНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ: ГЕОДИНАМИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ

Е.В. Кислов

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, evg-kislov@ya.ru

Северо-Байкальская провинция находится в юго-восточной части складчатого обрамления Сибирской платформы. Здесь широко развиты ультрамафит-мафитовые массивы с ЭПГ-Cu-Ni оруденением различной геодинамической природы [6]. В рифее в осевой части Сыннырской рифтогенной структуры сформированы Йоко-Довыренский и Авкитский рифтогенные интрузивы. К рифейскому Байкало-Муйскому вулканоплутоническому поясу относятся Чайский, Гасан-Дякитский и Нюрундуканский синколлизонные, Маринкин и Среднемамаканский островодужные массивы.

**Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив** (Байкальское месторождение) возраста ~728 млн лет [1] в 60 км к северу от оз. Байкал. Линзовидное тело размером 26.0×3.5 км субсогласно залегает в карбонатно-терригенных отложениях. Краевая зона и апофизы сложены плагиолерцолитами. Выше зоны: ультрамафитовая; ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов; троктолитов и оливиновых габбро; массивных оливиновых габбро; оливиновых габбро-норитов. Габбро-нориты секут подошву и кровлю [3].

ЭПГ-содержащее Cu-Ni оруденение приурочено к плагиолерцолитам. Вкрапленные руды в плагиоперидотитах прослеживаются согласно простирацию до 1700 м при мощности до 80 м. Массивное оруденение – жилообразные тела внутри ареалов сульфидной вкрапленности. Pd резко преобладает (до 1.50 г/т) над Pt (до 0.27 г/т). Максимальные содержания ЭПГ и Au (до 0.66 г/т) установлены в жильных рудах. В последних обнаружены сперрилит, геверсит, садбериит, мертиит I, налдретит, электрум, в маухерите отмечено 0.08–0.19 мас. % Pd [5]. Прогнозные ресурсы: Ni – 147 тыс. т, Cu – 51.01 тыс. т, Co – 9.47 тыс. т.

Горизонт малосульфидного оруденения ЭПГ приурочен к шширо-, жилообразным телам такситовых лейкогаббро, анортозитов, габбро-пегматитов на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и оливингаббровой зон. Тела при мощности до 1 м протягиваются согласно расслоенности до 10–20 м, образуя прерывистый горизонт. Концентрации Pt до 4.1, Pd 7.8 г/т, Cu 0.71, Ni 0.43, S 1.60 %. Pt чаще преобладает над Pd с отношением Pt/Pd до 2.93. Au распределено крайне неоднородно с содержанием до 3.34 г/т. Обнаружено 16 минералов ЭПГ, 6 минералов Au и Ag, преобладают мончеит, потарит и тетраферроплатина; содержания Pd в пентландите до 360 г/т [4]. Другие проявления малосульфидного оруденения отмечаются выше и ниже по разрезу.

**Авкитский массив** обнаружен на юго-западном фланге Холоднинского Pb-Zn месторождения на водоразделе рек Холодная и Тья. Удлиненно-линзовидное тело длиной 1400 м вскрыто скважинами. Ширина, по геофизическим данным, не превышает 400 м. Ультрабазиты залегают согласно с вмещающей толщей, дуниты и перидотиты обычно метаморфизованы до антигоритовых и лизардит-антигоритовых серпентинитов, актинолит-хлоритовых, серпентин-тремолит-карбонатных пород. Сульфидное оруденение встречено в лежачем эндоконтакте в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Линейная зона вкрапленного и прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения мощностью около 15 м имеет постепенные переходы в безрудные метагипербазиты.

Авкитский массив высокожелезистых и высокотитанистых ультрамафитов в этом районе не единичен. Ультраосновные силлы фиксировались северо-восточнее в зоне Чуя-Холоднинского разлома, а также в северо-западном борту Сыннырской рифтогенной структуры вблизи северо-восточного выклинивания Йоко-Довыренского массива. В них известна сульфидная Cu-Ni минерализация. Это показывает необходимость изучения автономных никеленосных ультрамафитов в районе между Йоко-Довыренским и Чайским массивами.

**Чайский дунит-перидотит-габброноритовый массив** расположен на северо-западном склоне Верхнеангарского хребта в 90 км северо-восточнее оз. Байкал [6]. Это юго-западная часть Безымянного плутона, отделенная правосторонним сдвигом. Собственно Чайский массив имеет размеры 1.5×5.0 км и слагает водораздел в междуречье Чая – Огиендо. Возраст 627±25 млн лет [7]. Авторские запасы Ni – 260 тыс. т, Cu – 86 тыс. т, Co – 10.7 тыс. т при средних содержаниях 0.55; 0.18 и 0.023 мас. %. Прогнозные ресурсы Ni – 800 тыс. т, Cu – 270 тыс. т, Co – 33 тыс. т.

Центральную часть слагают серпентинизированные дуниты, по периферии – плагиоперидотиты. Между дунитами и плагиоперидотитами как постепенные переходы, так и рвущие взаимоотношения. Вторую интрузивную фазу слагают безоливиновые габбро-нориты и роговообманковые габбро. Они образуют многочисленные жилообразные тела в ультрамафитах, сопровождаемые оторочками контактово-реакционных пироксенитов, с которыми связана большая часть Cu-Ni оруденения.

Оруденение сосредоточено в осевой части ультрамафитов, прослеживается в субширотном направлении на 900–950 м при средней мощности 100 м и сечет внутреннюю структуру интрузива. Оруденение локализуется в пироксенитах, на их контакте с перидотитами и дунитами. Мощность рудных тел до 15–20 м, простирание до 400 м. Средние содержания: Ni – 1.28, Co – 0.05, Cu – 0.38 мас. %. В массивных рудах Pt до 0.55, Pd – 0.2 г/т.

**Гасан-Дякитский массив** напоминает Чайский, расположен юго-западнее него в верховьях одноименной реки, в 40 км к северо-востоку от оз. Байкал. Интрузив линзовидной формы площадью 27 км<sup>2</sup> вытянут в северо-восточном направлении. Дуниты, перидотиты, пироксениты слагают ряд мелких линзовидных или неправильной формы тел. Троктолиты и оливиновые габбро отмечаются совместно с ультрамафитами. Основную часть массива слагают оливиновые и безоливиновые габбро-нориты, на их контакте с ультрабазитами отмечаются реакционные пироксениты [6]. Богатые вкрапленные и сплошные руды отмечены в слабометаморфизованных габбро-норитах.

**Нюрундуканский массив** расположен в 10 км к северо-востоку от оз. Байкал, на водоразделе Нюрундукана и Кичеры. Площадь 85 км<sup>2</sup>. Гипербазиты тяготеют к северо-восточному флангу. Выделены три фазы внедрения: дифференцированная серия от плагиодунитов до оливиновых габбро, безоливиновые габброиды и мелкозернистые офитовые габбро [6]. Cu-Ni минерализация приурочена к ультраосновным породам, особенно к зонам трещиноватости и развития пегматоидных жильных габбро. В.П. Бушуев отметил сингенетические вкрапленные руды в гипербазитах и эпигенетические зоны вкрапленных руд в габбро-норитах и оливиновых габбро.

**Маринкинский дунит-троктолит-габбровый массив** расположен в бассейне руч. Маринкинского, впадающего в р. Тулдунь (левый приток р. Витим), в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы. Имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Площадь 11 км<sup>2</sup>. Возраст 825±12 млн лет [2]. Центральную часть слагают дуниты и плагиодуниты, образующие вытянутое в субмеридиональном направлении эллипсоидное тело площадью 2 км<sup>2</sup>. В северо-восточной части вскрывается расслоенная серия: чередование троктолитов, плагиодунитов, перидотитов, переходящих в более однородные оливиновые габбро и оливиновые габбро-нориты. Периферийная часть сложена цоизитовыми, цоизит- и сосюрит-актинолитовыми породами по троктолитам и оливиновым габбро.

В 1968 г. массив изучал Э.Л. Прудовский, зафиксировавший две линейные зоны гнездово-вкрапленного Cu-Ni оруденения северо-западного простирания 100×500 и 100×750 м, приуроченные к разрывным нарушениям. По данным бороздового и штуфного опробования, содержание Ni в рудных зонах достигает 0.349, Co – 0.089 и Cu – 0.2 мас. %.

Выводы. Изложенные материалы показывают, что Северо-Байкальская ЭПГ-Cu-Ni провинция включает ряд ультрамафит-мафитовых интрузивов, сформировавшихся в рифее в разных геодинамических обстановках – рифтогенных, островодужных, коллизионных, аккрегированных к окраине Сибирского континента. В результате образовался Cu-Ni рудный узел в перспективном горнорудном районе. Но необходимо учитывать, что Нюрундуканский, Гасан-Дякитский и часть Йоко-Довыренского массива находятся в Центральной экологической зоне Байкальской природной территории, где добыча металлических руд запрещена. Особый интерес представляют слабоизученные небольшие, в том числе дайкоподобные, тела, с которыми связана сульфидная минерализация. Ранее они считались бесперспективными из-за небольшого объема интрузивных тел. Но сейчас показано, что зачастую богатые Cu-Ni руды формируют рудные тела в небольших интрузивах, подводящих каналах вследствие перепадов скорости течения магмы и коровой контаминации. По отдельности рудные объекты провинции не имеют

большого промышленного значения. Но расстояние между рудоносными интрузивами не превышает 30 км, что не является препятствием для работы горно-металлургического комбината, поэтому Северо-Байкальская ЭПГ-Cu-Ni провинция нуждается в комплексном геологическом доизучении.

Работа поддержана Российским научным фондом (проект № 16-17-10129).

- [1] *Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А.* Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // *Геохимия*. 2013. № 11. С. 955–972.
- [2] *Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А.* Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39, № 11. С. 1565–1577.
- [3] *Кислов Е.В.* Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
- [4] *Орсов Д.А., Рудашевский Н.С., Крецер Ю.Л., Конников Э.Г.* Благороднометалльная минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве (Северное Прибайкалье) // *ДАН*. 2003. Т. 390, № 2. С. 233–237.
- [5] *Рудашевский Н.С., Крецер Ю.Л., Орсов Д.А., Кислов Е.В.* Палладиево-платиновая минерализация в жильных Cu-Ni рудах Йоко-Довыренского расслоенного массива // *ДАН*. 2003. Т. 391, № 4. С. 519–522.
- [6] *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
- [7] *Amelin Y.V., Ritsk E.Y., Neymark L.A.* Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal-Muya ophiolite belt // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. Т. 148, №. 1. С. 299–316.



## ОЦЕНКИ ПОКАЗАТЕЛЯ САМОПОДОБИЯ ПОЛЯ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.В. Ключевский, Ф.Л. Зуев

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

В современных теоретических и численных моделях сейсмичности сейсмогенез рассматривается как эволюция сложных динамических систем, имеющих много степеней свободы. Такие модели развиваются преимущественно как новая основа для предсказания сильных землетрясений и изучения пространственно-временной и энергетической структуры сейсмичности. При решении этих задач пятимерное пространство кинематических параметров реальной сейсмичности обычно диагностируется путем совместного анализа моделей и феноменологии: скейлинг, подобие, самоподобие, пространственно-временная корреляция, отклики на возбуждение, предсказуемость на различных масштабах осреднения. Современное состояние теории и мониторинговых систем сейсмичности позволяет в первом приближении решить задачу оценки самоподобия фрактальной структуры эпицентров толчков, проследить за ее изменениями во времени и, сопоставив с модельными представлениями, понять в общих чертах ее природу и эволюцию. Природа самоподобия сейсмичности может быть связана с оптимизацией условий энергосбережения при эволюции литосферы и участием хрупких деформаций в формировании фрактальной структуры сети разломов [1]. Имеется гипотеза [2], что каждый разлом генерирует землетрясения примерно одного размера, а самоподобное пространственное распределение землетрясений формируется фрактальностью разломной сети. В таком приближении землетрясение можно рассматривать как масштабированный «генератор», наложенный на «инициатор» – разлом определенного размера, и землетрясения участвуют в формировании фрактальной сети разломов. Именно такой механизм лежит в основе итерационных процессов генерирования модельных самоподобных структур [3].

Фрактальные оценки поля эпицентров землетрясений Байкальского региона за тридцать лет инструментальных наблюдений представлены в виде параметра самоподобия  $k$  [4], размерности  $D_S$  [5] и коэффициента  $C$  [6]. Отмеченный рост  $D_S$  со временем показал необходимость переоценки размерности при увеличении количества землетрясений. Нами выполнены расчеты клеточной  $D_0$  и информационной  $D_1$  размерности поля эпицентров толчков Байкальского региона, входящих в него трех районов и шести участков за сорок (1964–2002 гг.) и пятьдесят (1964–2013 гг.) лет инструментальных наблюдений [1, 7]. При этом стало понятно, что рост размерности со временем обусловлен ростом плотности заполнения исследуемых территорий землетрясениями и приближением к более точной оценке показателя самоподобия эпицентрального поля. В силу этого фрактальная размерность, определяемая в настоящее время, не может отражать достаточно точно самоподобие структуры реальной сейсмичности, хотя сейсмичность имеет самоподобную структуру [3]. С учетом полученных результатов, показатель самоподобия сейсмичности может быть определен только по истечении времени сейсмического цикла исследуемой территории. Для Байкальского региона сейсмический цикл составляет порядка 220 лет [8] и при длительности инструментальных наблюдений около 70 лет (начало 1960 г. – настоящее время) для формирования необходимой базы данных нужно ждать более 150 лет. Чтобы адекватно оценивать показатель самоподобия сейсмичности Байкальского региона и других территорий по имеющейся базе реальных данных, нами разработан алгоритм и реализована программа определения показателя самоподобия с использованием максимального значения коэффициента корреляции линейной аппроксимации функции количества площадок  $N$  с землетрясениями от линейного размера  $r$  площадок  $\ln N = f(\ln r)$ . Такой подход позволяет максимизировать точность аппроксимации результатов скейлинга при определении показателя самоподобия. В настоящее время поле эпицентров близко отражает самоподобие в наиболее заполненной землетрясениями части территории региона и некорректно отражает самоподобие



на территории всего региона. Следует, однако, отметить, что этот недостаток является артефактом инструментального мониторинга: на самом деле все поля эпицентров землетрясений самоподобны, так как они формируются тысячелетиями непрерывного сеймотектонического деформирования литосферы с постоянной генерацией землетрясений. Артефакт возникает из-за недостаточного объема данных в каталогах землетрясений и обусловлен малой продолжительностью периода инструментальной регистрации землетрясений.

Для иллюстрации такого артефакта нами выполнены вычисления и определения клеточной ( $D_0$ ), информационной ( $D_1$ ) и корреляционной ( $D_2$ ) размерности синтезированного поля точек-эпицентров «землетрясений» классической самоподобной структуры «снежинка Коха», фрактальная размерность которой (в смысле показателя самоподобия) равна  $D \approx 1.26$ . Синтезирование толчков проведено для территории Байкальского региона ( $\varphi=48.0-60.0^\circ$  с.ш.,  $\lambda=96.0-122.0^\circ$  в.д.). Показано, что с ростом количества используемых точек-эпицентров «землетрясений» структура «снежинка Коха» полностью заполняется на определенных размерах, характеризуемых максимальным коэффициентом корреляции, и это приводит значения фрактальной размерности в соответствие с показателем самоподобия. Построения и определения, выполненные для очень сложной структуры самоподобного фрактала «ковер Серпинского» (показатель самоподобия  $D \approx 1.89$ ), приводят к точно таким же выводам, а именно: использование максимального коэффициента корреляции для выделения области полного заполнения точками-эпицентрами «землетрясений» дает возможность максимизировать точность аппроксимации результатов скейлинга и определить показатель самоподобия даже при небольшом количестве точек-эпицентров.

Определения клеточной размерности реальной сейсмичности выполнены по результатам скейлинга карт эпицентров землетрясений Байкальского региона, трех районов и шести участков за период времени 1964–2013 гг. Установлено, что на всех трех уровнях блочной иерархии литосферы использование максимального коэффициента корреляции для определения самоподобия поля эпицентров землетрясений позволяет значимо уточнить величину показателя самоподобия и получить более точные параметры состояния разломной структуры литосферы.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 14-45-04011-р\_Сибирь\_a, 14-05-00308\_a).

- [1] Ключевский А.В., Зуев Ф.Л., Демьянович В.М., Ключевская А.А. Фрактальная структура сейсмичности Байкальского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 108–109.
- [2] Turcotte D.L., Malamud B.D. Earthquakes as a complex system // International handbook of earthquake and engineering seismology. Part A / Eds. W.H.K. Lee, H. Kanamori, C. Kisslinger. Amsterdam, Boston, New York, Tokyo: Academic Press, 2002. P. 209–227.
- [3] Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ, 2002. 656 с.
- [4] Солоненко А.В., Штейман Е.А. Самоподобие поля сейсмичности Байкальского рифта // ДАН. 1994. Т. 337, № 2. С. 253–257.
- [5] Sherman S.I., Gladkov A.S. Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // Tectonophysics. 1999. V. 308. P. 133–142.
- [6] Некрасова А.К., Кособоков В.Г. Общий закон подобия для землетрясений: Прибайкалье // ДАН. 2006. Т. 407, № 5. С. 679–681.
- [7] Ключевский А.В., Зуев Ф.Л. Структура поля эпицентров землетрясений Байкальского региона // ДАН. 2007. Т. 415, № 5. С. 682–687.
- [8] Ключевский А.В., Демьянович В.М., Баяр Г. Оценка рекуррентных интервалов и вероятности сильных землетрясений Байкальского региона и Монголии // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 746–762.



## БАЗОВАЯ МОДЕЛЬ МИГРИРУЮЩЕЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

А.В. Ключевский, А.А. Какоурова, А.А. Ключевская

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

Для изучения явления миграции очагов землетрясений разработана имитационная базовая модель, учитывающая основные элементы и свойства мигрирующей сейсмичности. При реализации модели осуществлены множественные генерации выборок из  $N$  синтезированных землетрясений и включенных цепочек из  $n$  землетрясений. На основе гипотезы эргодичности сейсмичности выполнены статистические расчеты формируемых эпицентральных полей и получены корреляционные зависимости между основными параметрами входных и выходных данных. Полученные зависимости имеют степенной характер с изменяющимися показателями степени и в практическом плане дают возможность оценить уровень значимости выделения цепочек землетрясений в неоднородном эпицентральной поле реальной сейсмичности Байкальского региона.

Внедрение компьютеров и вычислительных технологий позволило совершить скачок в получении новых знаний о пространственно-временном распределении землетрясений и природе сейсмичности. Эти знания лежат в основе современных теоретических и численных моделей сейсмичности, которые развиваются преимущественно как научная база для изучения пространственно-временной и энергетической структуры сейсмичности и предсказания сильных землетрясений. Предполагается, что развитые модели сейсмичности и их объединение с феноменологией реализации землетрясения могут помочь в преодолении трудностей, связанных с отсутствием соответствующих фундаментальных уравнений и невозможностью прямых измерений в глубинах литосферы, где генерируются землетрясения [1]. При решении этих и ряда других, в том числе и прикладных, геофизических задач пятимерное пространство кинематических параметров землетрясений диагностируется путем совместного анализа моделей и феноменологии: скейлинг, подобие, самоподобие, пространственно-временная корреляция, отклики на возбуждение, предсказуемость на различных масштабах осреднения, «миграции» очагов землетрясений [2]. Явление «миграции» очагов землетрясений стало широко известно с трудов Ч. Рихтера [3], который описал перемещение эпицентров сильных землетрясений вдоль Анатолийского разлома в Турции за 1939–1957 гг. В ряде работ проблемы «миграции» очагов сильных землетрясений рассматривались в связи с прогнозом сильного землетрясения [4, 5 и др.].

Развитые представления о «миграции» очагов сильных землетрясений как о поступательном перемещении гипоцентров толчков вдоль поверхности разлома можно перенести на слабые землетрясения. Это позволит изучить феномен более детально и на большом фактическом материале, а не ждать реализации сильных землетрясений на каком-то разломе, обеспечивая длительный мониторинг. В отличие от «миграции» очагов сильных землетрясений, методика выделения которой достаточно проста [6], для установления «миграции» очагов слабых толчков необходимо развить формализованную методику, основанную на статистическом азимутальном анализе многочисленных землетрясений небольших энергетических классов. В целом стоит задача выделения квазилинейных цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмических событий. Под цепочкой землетрясений мы понимаем квазилинейное одностороннее перемещение положения совокупности последовательных во времени эпицентров землетрясений на поверхности исследуемой области литосферы. С позиций тектонофизики и геодинамики это явление можно связать с направленной генерацией очагов землетрясений вдоль зоны сейсмо-тектонической деструкции геологической среды, обусловленной, как полагают [7, 8], прохождением по разломам деформационных волновых пакетов от энергетических источников. При таком подходе понятие миграции очагов землетрясений приобретает ясный физический смысл, позволяющий устранить противоречие в буквальном понимании термина «миграция» очагов

землетрясений (очаги, как области разрушенной при землетрясении среды, не могут мигрировать) и использовать его без кавычек. Поскольку зона тектонической деструкции обычно является квазилинейной разломной зоной, условие квазилинейно ориентированной временной изменчивости положения эпицентров землетрясений на поверхности Земли будет отражать поступательное направленное в одну сторону изменение расположения очагов землетрясения вдоль зоны разлома.

Исследованиями сейсмичности Байкальского региона установлено, что количество эпицентров землетрясений  $N$  в площадках одного размера и формы (плотность эпицентров землетрясений) сильно варьируется [9, 10]. Чтобы установить статистические критерии значимости выделения цепочек землетрясений в зависимости от объема  $N$  выборки толчков в площадке, количества  $n$  землетрясений в цепочке и размеров угла сектора  $q$  по азимуту  $\alpha$  миграции, нами разработана имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности. В модели учитываются основные элементы и свойства мигрирующей сейсмичности: эпицентры синтезированных  $N$  землетрясений генерируются на площадке круглой формы в виде случайного поля с постоянной плотностью вероятности; в заданном азимуте  $\alpha$  в это поле вставляется цепочка последовательных толчков (выборка размером  $n \geq 3$ ), имитирующих миграцию очагов землетрясений. Число секторов ( $m = 360/q$ ), в пределах которых располагаются квазилинейные цепочки, зависит от заданного угла  $q$  азимутального сектора поиска цепочки. В цикле генерируются наборы данных разной длины  $N$  и  $n$ , меняются величины  $\alpha$  и  $q$ , и на основании гипотезы эргодичности по полученным статистическим материалам устанавливаются корреляционные связи между входными и выходными параметрами.

Используется свойство эргодичности динамической системы сейсмичности, состоящее в том, что при слабых вариациях эндогенной энергии [11] в процессе эволюции сейсмичности почти каждое состояние с определенной вероятностью проходит или расположено вблизи любого другого состояния системы (свойство аттрактора системы сейсмогенеза) [12]. Для эргодических систем математическое ожидание по временным рядам совпадает с математическим ожиданием по пространственным рядам, поэтому для расчета или определения параметров системы можно либо долго наблюдать за поведением одного ее элемента, либо за очень короткое время рассмотреть все (или достаточно много) ее состояния, что и реализуется нами при компьютерной имитации: если система обладает свойством эргодичности, в обоих случаях получатся одинаковые статистические результаты. Преимущество эргодических динамических систем в том, что такие системы можно описывать статистическими методами, которые обычно применяются при анализе сейсмичности. Алгоритм базовой модели мигрирующей сейсмичности реализован в виде программы. Программа позволяет сгенерировать поле эпицентров, случайно распределенных в круглой площадке радиуса  $R$  синтезированных  $N$  толчков и вставить в это поле в азимуте  $\alpha$  цепочку из  $n$  событий. Далее, программа разбивает площадку на угловые секторы размером  $q$ , строит гистограмму распределения сейсмических событий по секторам, а также рассчитывает для эпицентров толчков каждого сектора среднее число событий, стандартное отклонение, нормированное число толчков в каждом секторе, а также еще ряд параметров. Все эти операции выполняются в цикле заданное число раз.

Результаты вычислений и построений обобщены в виде графиков и в таблицах, в которых представлены уравнения корреляции анализируемых параметров – доли стандартного отклонения  $\Delta\sigma(N, q, n)$  и размера выборки  $N(n, q, \Delta\sigma)$ . Из полученных графиков и таблиц можно сделать следующие основные выводы:

1. Установленные зависимости имеют степенной характер поведения переменных с изменяющимися показателями степени и высокими коэффициентами корреляции  $\rho$ .
2. Чем меньше выборка  $N$  и чем длиннее цепочка  $n$ , тем выше уровень значимости выделения цепочки в одинаковых угловых секторах.
3. Уровень значимости выделения цепочки  $\Delta\sigma$  обратно пропорционален корню квадратному из количества землетрясений  $N$  в выборке данных.
4. Размер выборки  $N$  пропорционален длине цепочки  $n$  в степени 2.3–3.0.

Предполагается дальнейшее развитие базовой модели мигрирующей сейсмичности в площадке прямоугольной формы при логнормальном распределении эпицентров землетрясений поперек зоны разлома [13].

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ (проекты № 14-45-04011-р\_Сибирь\_a, 14-05-00308\_a).

- [1] *Анализ геодинамических и сейсмических процессов* / Ред. В.И. Кейлис-Борок, Г.М. Молчан. Вычислительная сейсмология. Вып. 35. М.: ГЕОС, 2004. 329 с.
- [2] *Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
- [3] *Рихтер Ч.* Элементарная сейсмология. М.: Иностранная литература, 1963. 670 с.
- [4] *Бот М.* О проблеме предсказания землетрясений // Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1968. С. 9–20.
- [5] *Duda S.J.* Global earthquakes 1903–1985. Hamburg F.R. Germany: NEIC, 1992. 183 p.
- [6] *Mogi K.* Migration of seismic activity // Bulletin of the Earthquake Research Institute. 1968. V. 46. P. 53–74.
- [7] *Быков В.Г.* Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
- [8] *Викулин А.В.* Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. 150 с.
- [9] *Ключевский А.В.* Сейсмичность в условиях самоорганизации Байкальской рифтовой системы // ДАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 96–100.
- [10] *Ключевский А.В., Зув Ф.Л.* Структура поля эпицентров землетрясений Байкальского региона // ДАН. 2007. Т. 415, № 5. С. 682–687.
- [11] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А.* Энергетическая структура сейсмичности юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 2015. Т. 464, № 5. С. 611–617.
- [12] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А.* Неопределенности в оценке параметров графиков повторяемости землетрясений Байкальского региона // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 33–36.
- [13] *Демьянович В.М., Ключевский А.В., Черных Е.Н.* Напряженно-деформированное состояние литосферы и сейсмичность в зоне Белино-Бусийнгольского разлома (Южное Прибайкалье) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 46–61.



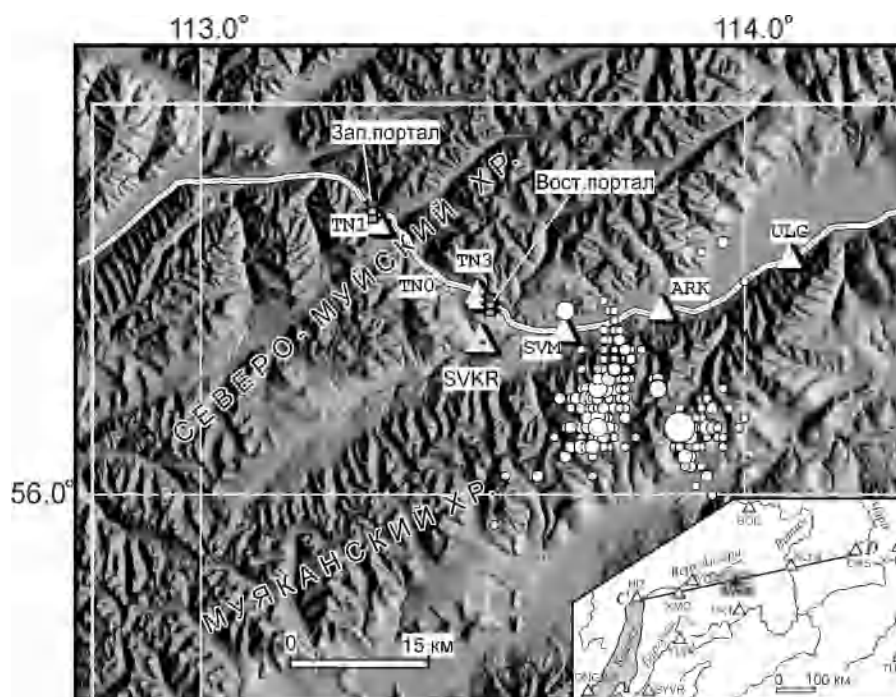
## СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ СЕВЕРО-МУЙСКОГО СЕГМЕНТА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

М.М. Кобелев, М.А. Хритова, Е.А. Кобелева, В.В. Мордвинова, Д.С. Трынкова

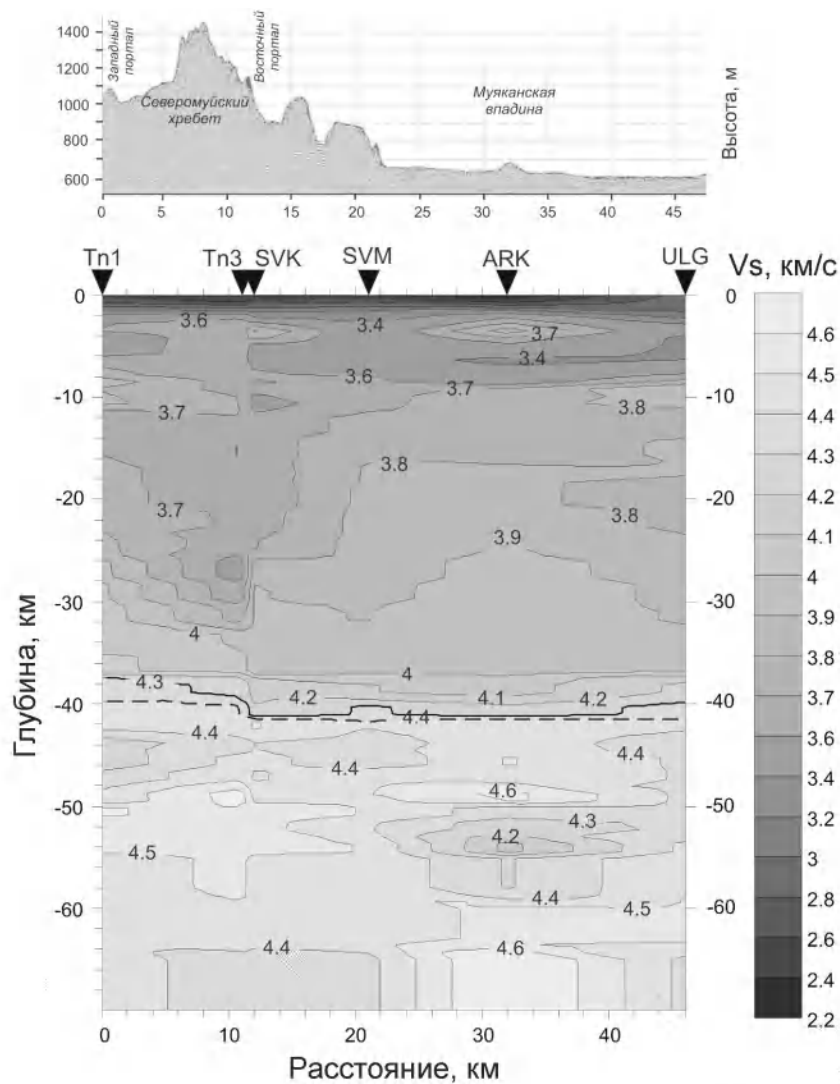
Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Телесеismicкая томография и более детальные исследования скоростной и плотностной структуры методом продольной приемной функции по данным наблюдений на двух сейсмических профилях протяженностью более 1000 км каждый (PASSCAL\_1992, MOBAL\_2003) позволили более достоверно определить южную границу и особенности вертикальной конфигурации Сибирского кратона [1], влияющие на его взаимодействие с Центрально-Азиатским складчатым поясом, в частности на Байкальский рифтогенез. К сожалению, такие масштабные наблюдения для одновременного исследования земной коры и верхней мантии в дальнейшем пока не предвидятся. Однако исследования глубинной структуры продолжают на локальных участках Южной Сибири, пополняя сведения о состоянии ее недр.

Территория Северо-Муйского района Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) всегда отличалась повышенной сейсмической активностью [2]. В апреле 2014 г. в Муяканском хребте в 25 км к юго-востоку от восточного портала Северомуйского туннеля возникла новая крупная сейсмическая активизация. С целью детальных наблюдений за сейсмичностью усилиями Байкальского филиала ГС СО РАН и содействием сотрудников Восточно-Сибирской железной дороги была организована сеть из шести временных сейсмических станций, которая проработала полтора месяца (рис. 1) [3].



**Рис. 1.** Временная сейсмическая сеть в Северо-Муйском районе [3]. Район исследований выделен на врезке серым прямоугольником. Белые треугольники на белой линии – позиции станций вдоль трассы БАМ; серый треугольник на карте (черный на врезке) – стационарная станция «Северомуйск» (SVKR); кружочки – эпицентры землетрясений энергетического класса  $K_p \geq 10$  периода активизации 01.04.2014–31.05.2015 с главным толчком 23.05.2014  $K_p=14.3$ ,  $M_w=5.4$  (GCMT).



**Рис. 2.**  $V_S$  – разрез вдоль Северо-Муиского участка трассы БАМ. Вверху показана топография вдоль профиля, внизу – скоростной разрез. Изолинии  $S$ -скоростей проведены с шагом 0.1 км/с. За коромантийную границу (Мохо) принят пунктир – нижняя из изолиний в интервале их сгущения.

За период наблюдений временные станции наряду с локальными событиями записали около 20 далеких ( $>3000$  км) с юго-восточного направления землетрясений ( $M=5.5-6.2$ ), данные которых использованы нами для получения скоростного разреза поперечных волн ( $V_S$ ) до глубины 70 км методом продольной приемной функции в модификации Л.П. Винника, с инверсией Г.Л. Косарева [4] (рис. 2). Высокочастотный вклад местных землетрясений в сейсмические записи не является помехой в данном глубинном исследовании по более низкочастотному диапазону колебаний, содержащему отклик коры и верхней мантии в районе приема на низкочастотный сигнал далекого землетрясения [5].

Разрешение (детальность скоростных разрезов) по вертикали определяется заданной параметризацией модели и в среднем для земной коры равно 1 км, для мантийной части модели – около 5 км. Это высокое разрешение для моделей такого класса. Разрешение по горизонтали определяется плотностью станций на профиле. Безусловно, при низком горизонтальном разрешении многие детали глубинной структуры упускаются из вида. Северо-Муиский разрез является наиболее детальным в нашей практике, так как станции удалены друг от друга в среднем всего на 10 км, по сравнению с 30, 40 км и более в других работах, например [5, 6].

Основными чертами построенного разреза (рис. 2) является явная (зеркальная) связь глубинного строения земной коры с топографией. Но отсутствует связь с рельефом Мохо. Мантия непосредственно под корой неоднородна и в среднем высокоскоростная ( $V_S=4.45-4.50$  км/с). Это мантия краевой зоны Сибирского кратона. Коромантийная граница вдоль линии профиля почти плоская. Толщина коры 40–41 км. Точно такая же толщина коры получена ранее вдоль

всей рифтовой зоны по данным стационарной Байкальской сети станций [6], то есть изостатическая компенсация топографических масс происходит не на подошве коры, а на более высоких уровнях в земной коре. Это может свидетельствовать о быстрых процессах в земной коре, в том числе и тектонических, особенно в подвижной зоне окраины кратона. Возможно, неслучайно рои землетрясений пространственно совпадают с самым жестким (относительно высокоскоростным – 3.7 км/с) блоком в верхних 5 км модели под станцией ARK.

- [1] Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа – Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеismicким данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 1. С. 85–103. doi:10.5800/GT-2016-7-1-0198.
- [2] Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность / Ред. С.Л. Соловьев. Новосибирск: Наука, 1985. 192 с.
- [3] Гилёва Н.А., Кобелева Е.А., Масальский О.К. Сейсмическая активизация 2014–2015 гг. в Муяканском хребте вблизи Северомуйского тоннеля трассы БАМ // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Десятой Международной сейсмологической школы / Ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 96–100.
- [4] Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: contrast in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // Journal of Geophysical Research. 1993. V. 98, № B3. P. 4437–4448.
- [5] Zorin Yu., Mordvinova V., Turutanov E. et al. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // Tectonophysics. 2002. V. 359, № 3–4. P. 307–327.
- [6] Ананьин Л.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и верхов мантии вдоль Байкальской рифтовой системы по телесеismicким данным // ДАН. 2012. Т. 444, № 4. С. 440–443.



## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОГО СЕКМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

И.К. Козаков<sup>1</sup>, А. Kröner<sup>2</sup>, В.П. Ковач<sup>1</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>1</sup>, И.В. Анисимова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ivan-kozakov@yandex.ru

<sup>2</sup> Mainz, Germany, Department of Geosciences, University of Mainz, kroener@e-mail.uni-mainz.de

Дзабханский террейн до настоящего времени рассматривался как фрагмент древнего кратона в структуре каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса. Отложения цаганоломской свиты включались в состав его шельфового венд-кембрийского карбонатного чехла. Считалось, что они фиксируют региональное несогласие между кристаллическими образованиями раннего и позднего докембрия. В состав фундамента Дзабханского микроконтинента включались предположительно раннедокембрийские кристаллические породы Дзабханского, Байдарикского, Тарбагатайского и Сонгинского блоков. Позднее было установлено, что высокоградные комплексы типовых структур собственно Дзабханского блока и Сонгинской группы блоков докембрия связаны с процессами неопротерозойского тектогенеза [1, 2]. В Тарбагатайской группе блоков докембрия наряду с раннедокембрийским выделены блоки, сложенные позднедокембрийскими высокоградными породами [7], а в Байдарикском блоке раннедокембрийские образования представлены только в его северо-западной части.

Для цирконов южной части Дзабханского террейна из риолитов дзабханской серии U-Pb методом (ID-TIMS) были получены оценки возраста  $802 \pm 1$ ,  $797 \pm 1$  млн лет [6]. Для перекрывающих вулканы дзабханской серии известняков цаганоломской свиты Pb-Pb изотопно-геохимические исследования показывают, что в областях сноса преобладали ювенильные породы, для которых изотопный состав Pb был близок к мантийному [4]. Это служит косвенным свидетельством отсутствия здесь раннедокембрийского фундамента. Породы предположительно раннедокембрийского фундамента Дзабханского террейна развиты в его северной и северо-западной части. Однако их формирование связано с процессами неопротерозойского тектогенеза. В юго-западной части Дзабханского террейна выделена зона меланжа, в которой представлены породы островодужных вулканоплутонических ассоциаций двух возрастных групп. Поздняя ассоциация включает базальты, андезибазальты, реже андезиты, риолиты, конгломераты и песчаники. В более ранней островодужной ассоциации представлены апобазальтовые амфиболовые сланцы, амфиболиты, плагиогнейсы, мраморизованные известняки, метаконгломераты, кварцитосланцы. В осевой части меланжа установлены метатрондьемиты, содержащие включения и дайковые тела роговообманковых метагабброидов. Геохронологические исследования циркона (U-Pb метод, SHRIMP) были выполнены А. Крёнером (А. Kröner) в Beijing SHRIMP Centre Академии геологических наук Китая, Пекин. Для метатрондьемитов установлены значения возраста  $959 \pm 8$  и  $944 \pm 6$  млн лет, а для метагаббро дайкового тела –  $930 \pm 6$  млн лет [3]. По химическому составу метабазиты соответствуют низкотитанистым высокоглиноземистым габбро и базальтам, а метатрондьемиты – низкоглиноземистому «океаническому» типу (гранитоиды М-типа). По своим геохимическим особенностям метагаббро и метатрондьемиты сходны с породами современных энсиматических островных дуг. Метатрондьемиты характеризуются высокими отношениями  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.1707–0.1723) и положительными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  от +5.8 до +6.1. Близкие высокие положительные величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +4.4$  имеют и метагабброиды. Источником исходных расплавов метагабброидов и метатрондьемитов, вероятно, являлась надсубдукционная деплетированная мантия. Формирование исходных расплавов метатрондьемитов может быть связано с процессами частичного плавления метабазальтов при  $P \sim 3\text{--}7$  кбар в равновесии с плагиоклаз-пироксеновым реститом. Таким образом, в юго-западной части Дзабханского террейна выделяются островодужные ассоциации двух возрастных групп.



Формирование ранней происходило в интервале около 960–940, поздней – 800–790 млн лет назад.

В кристаллических образованиях фундамента северной части Дзабханского террейна выделяются две зоны, различающиеся по составу породных ассоциаций и особенностям структурно-метаморфического развития: Ургамалская и Дзабхан-Мандалская. Породы обеих зон переработаны в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации на рубеже около 802±6 млн лет; более ранний метаморфизм, проявленный только в Дзабхан-Мандалской зоне, имеет оценку возраста 860±3 – 856±2 млн лет [2].

В северо-восточной части Дзабханского террейна резко меняется породная ассоциация образований фундамента. Здесь в фундаменте представлены массивные гранодиориты и трондьемиты с возрастом 862±3 млн лет. Это дает основание выделять блок фундамента, становление структуры которого завершилось к этому времени. К западу в Дзабхан-Мандалской зоне процессы наложенного регионального метаморфизма и сопряженной с ним складчатости были проявлены после 856±2 млн лет – около 810–800 млн лет назад [2].

Полученные к настоящему времени результаты геолого-геохронологических исследований свидетельствуют, что фундамент Дзабханского террейна представляет собой не единый блок раннекембрийской континентальной коры, а неопротерозойский композитный террейн с венд-кембрийским шельфовым чехлом.

Результаты многочисленных исследований свидетельствуют о масштабном проявлении в структурах восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса неопротерозойских (890–780 млн лет) процессов конвергенции [2, 5]. Проявление процессов конвергенции в установленном интервале (~965–940 млн лет) происходило в палеоокеанической области в период, для которого предполагается существование суперконтинента или поздние стадии его образования. С этих позиций можно предполагать, что свидетельства ювенильного корообразования в структурах Центральной Азии характеризуют поздние стадии развития палеоокеанического бассейна, который существовал до начала распада суперконтинента Родиния.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00208) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее».

- [1] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Эрдэнэжаргал Ч. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21, № 3. С. 227–246.
- [2] Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Киринозова Т.И., Лыхин Д.А., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22, № 5. С. 516–545.
- [3] Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П. Раннеопротерозойский этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии. IX Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конференции. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016 (в печати).
- [4] Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М. U-Pb возраст и Sr – изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 6. С. 28–40.
- [5] Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б., Томуртоого О. Строение, возраст и условия формирования раннеопротерозойских магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса на примере Холбонурской зоны Сонгинского террейна // ДАН. 2015. Т. 465, № 1. С. 73–77.
- [6] Bold U., Smith E.F., Rooney A.D., Bowring S.A., Buchwaldt R., Dudás F.Ö., Ramezani J., Crowley J.L., Schrag D.P., Macdonald F.A. Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: the backbone for Cryogenian and Early Ediacaran chemostratigraphic records // American Journal of Science. 2016. V. 316. P. 1–63.
- [7] Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kirnozovad T., Azimovc P., Wonge J., Geng H.Y. Zircon ages and Nd–Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // Gondwana Research. 2015. V. 27, № 4. P. 1392–1406.



## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ МИГРАЦИЯ БИМОДАЛЬНОГО И ГРАНИТОИДНОГО А-ТИПА МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАНТАЗИИ

А.М. Козловский

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

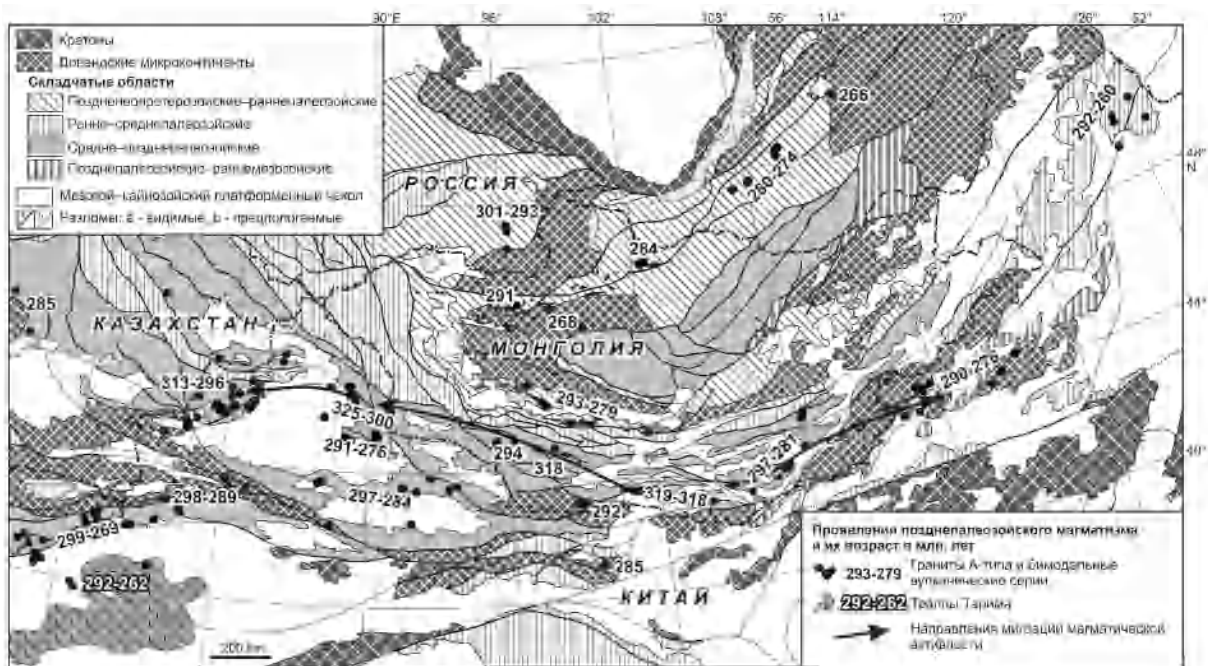
Огромная территория Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) от Восточного Казахстана на западе до Большого Хингана на востоке и от Бейшаня на юге до Западного Забайкалья на севере в позднем палеозое после завершения основных аккреционных событий в регионе была охвачена постдеформационным магматизмом, характерным для внутриплитных условий. Наиболее яркими представителями магматизма этого периода стали массивы гранитов А-типа (в том числе щелочных) и бимодальные (базальт-щелочно-риолитовые) вулканические серии. Геодинамическая природа этого магматизма остается дискуссионной: является ли он продолжением (или завершением) предшествующих геологических событий в складчатом поясе или имеет новую независимую причину? Вряд ли эту проблему удастся решить в ближайшее время, однако чуть приоткрыть завесу тайны позволил анализ наших и опубликованных геохронологических данных (их слишком много, чтобы приводить здесь в списке литературы).

Время, в течение которого происходило формирование бимодальных вулканических серий и массивов гранитоидов А-типа в ЦАСП, оценивается достаточно длительным интервалом от ~325 до ~266 млн лет. При детальном рассмотрении в этом интервале можно выделить два этапа, разделенные в некоторых частях ЦАСП амагматичным перерывом.

**Ранний этап.** В центральной и западной части Южной Монголии наиболее ранние проявления рассматриваемого магматизма имеют возраст около 318 млн лет и сосредоточены в пределах субширотного пояса протяженностью ~650 км. Бимодальные вулканические поля и массивы гранитов А-типа близкого возраста отмечаются в Восточной Джунгарии, для них геохронологические данные фиксируют непрерывный диапазон значений возраста от ~325 до ~300 млн лет. Аналогичная магматическая активность проявилась и в Западной Джунгарии, однако здесь основной этап пришелся на время около 313–296 млн лет. Таким образом, начальный этап бимодального и гранитоидного А-типа магматизма в ЦАСП был сосредоточен в пределах среднепалеозойской (герцинской) ювенильной континентальной коры и смещался в западном направлении вдоль главных тектонических структур (рисунок). Лишь единичные щелочно-гранитные массивы в период с 310 до 295 млн лет формировались и в других частях ЦАСП: в Восточной Туве, Северной Монголии, на Киргизском и Китайском Тянь-Шане и др.

**Поздний этап.** Перелом в распространении бимодального и гранитоидного А-типа магматизма в ЦАСП случился около 295 млн лет назад. С этого времени герциниды юга ЦАСП (Южная Монголия, Восточная и Западная Джунгария) перестали служить областью концентрации магматической активности. Последняя перекинулась на окружающие террейны и охватила практически весь складчатый пояс, распространяясь в различных направлениях, в том числе повторно после амагматичного перерыва около 25 млн лет проявилась в Юго-Западной Монголии (рисунок). В Юго-Восточной Монголии становление массивов щелочных гранитов началось с ~297 млн лет и смещалось в восточном направлении во Внутреннюю Монголию, где подобные массивы и бимодальные вулканические серии продолжали формироваться до ~276 млн лет (рисунок). В Западном Забайкалье и Северо-Восточной Монголии сходный магматизм протекал в интервале 284–266 млн лет.

Таким образом, два этапа позднепалеозойского бимодального и гранитоидного А-типа магматизма, по крайней мере в западной части ЦАСП, существенно различаются по характеру локализации их продуктов. Породы раннего этапа сосредоточены в пределах полосы в осевой



**Положение, возраст и направления миграции позднепалеозойского бимодального и щелочно-гранитного магматизма на схеме тектонического районирования ЦАСП.**

части пояса среднепалеозойской континентальной коры и показывают смещение в западном направлении более чем на 1700 км в интервале ~325–296 млн лет параллельно главным тектоническим границам в структуре коры. Напротив, интрузивные массивы и вулканические серии позднего этапа рассредоточены по террейнам различной природы на огромной территории ЦАСП и не обнаруживают признаков какой-либо миграции во времени, исключая юго-восточную часть пояса.

**Фантазии на тему геодинамической природы позднепалеозойского магматизма.** Одним из распространенных механизмов, объясняющих позднепалеозойский бимодальный и гранитоидный А-типа магматизм ЦАСП, является воздействие Таримского плюма на литосферу складчатого пояса. Однако на сегодняшний день считается, что активность Таримского плюма проявилась в интервале ~292–262 млн лет, т.е. ранний этап щелочно-гранитного и бимодального магматизма ЦАСП не может быть ее следствием. К тому же выявленная миграция магматизма и отчетливая его локализация в пределах линейных зон в среднепалеозойских складчатых структурах не согласуются с этой моделью.

Ранний этап щелочного и бимодального магматизма начался практически сразу после завершения масштабного известково-щелочного магматизма, протекавшего в интервале около 350–321 млн лет в Южной Монголии и до ~307 млн лет в Западной Джунгарии. Наиболее вероятно, этот магматизм был вызван субдукцией океанической коры бассейнов Палеоазиатского океана под уже аккрецированные к краю Сибирского палеоконтинента среднепалеозойские островодужные комплексы. Завершение этого магматизма могло быть связано с аккрецией более южных блоков Китайского Восточного Тянь-Шаня, Бейшаня и Южно-Гобийского микроконтинента и запиранием зоны субдукции. При этом аккреция этих блоков, очевидно, не была синхронной. Следствием этих событий стал разрыв субдуцируемого слэба и постепенное открытие slab-window по механизму ножниц. Магматизм таких геодинамических условий, как правило, непродолжителен, сосредоточен в линейных зонах, параллельных зонам субдукции, и носит черты внутриплитного, т.е. представлен постдеформационными гранитоидами А-типа и бимодальными вулканическими сериями. Продукты раннего этапа позднепалеозойского магматизма ЦАСП удовлетворяют этим условиям. При этом миграция магматизма вполне объясняется постепенным открытием slab-window в западном направлении вслед за закрывающимся в этом же направлении океаном. Аналогичные события могли происходить в Юго-Восточной и Внутренней Монголии в интервале ~297–276 млн лет при закрытии Солонкерского океанического бассейна, чем обусловлена миграция магматизма в восточном направлении.

Переход к позднему этапу магматизма, по крайней мере в юго-западной части ЦАСП, совпадает с началом активности Таримского плюма, поэтому, возможно, здесь его роль оказалась решающей. К тому же поздний этап магматизма распространился широко по всему складчатому поясу на террейны различной природы, пересекая тектонические границы. Однако нельзя забывать о том, что в это же время в южной части ЦАСП продолжались аккреционные события, связанные с закрытием Южно-Тяньшаньского океана и бассейнов Бейшаня, а в северо-восточной части ЦАСП происходило закрытие Монголо-Охотского океана. Нельзя исключать, что за этими аккреционными событиями следовали раскрытия slab-windows с характерным для таких условий постдеформационным бимодальным и гранитоидным А-типа магматизмом. Наиболее слабыми сторонами такой геодинамической интерпретации позднего этапа магматизма является его рассеянный характер, большая удаленность от потенциально закрывающихся океанических бассейнов и отсутствие явной связи с предшествующим субдукционным магматизмом. Однако значительная удаленность проявлений рассматриваемого магматизма и от центра Таримской трапповой провинции не позволяет однозначно отдать предпочтение плюмовой модели.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 16-05-00361) и Программы ОНЗ РАН «Комплексные исследования по актуальным проблемам наук о Земле» (разделы IV.8.8 и IV.8.9).



## ПАЛЕООБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЫСОКОГО ПЕСЧАНОГО ТЕРРАСОУВАЛА НА ПРАВОБЕРЕЖЬЕ РЕКИ СЕЛЕНГА (УСТЬ-ДЖИДИНСКАЯ ВПАДИНА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец<sup>1,2</sup>, Р.Ц. Будаев<sup>1</sup>, А.В. Буянов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bscnet.ru

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Бурятский государственный университет, buyanov-1995@list.ru

Усть-Джидинская впадина охватывает нижнее течение р. Джиды и Дырестуйско-Убур-Дзакоевское структурное понижение на правом берегу р. Селенга. На правобережье р. Селенга сформирован высокий террасоувал (60–62 м, разрез Дэбэн), который до глубины 55.8 м сложен песчаными осадками с небольшой примесью неокатанного и слабоокатанного крупнообломочного материала. Пески по структурно-текстурным особенностям подразделяются на 12 литологических горизонтов. В основании разреза до уреза воды 62 м залегают галечники 2–4-го класса окатанности.

Самая верхняя часть разреза до глубины 2.3 м состоит из неслоистого разнозернистого карбонатизированного песка с включениями гравия и мелкой гальки, а также двумя горизонтами погребенных почв на интервалах 0.75–1.20 и 1.3–1.7 м.

1-й горизонт (интервал 2.3–3.4 м) выполнен субгоризонтально-слоистыми мелкозернистыми (средневзвешенный диаметр частиц  $x=0.20-0.21$  мм) песками. Отложения очень хорошей и хорошей сортировки (коэффициент сортировки Траска  $S_0=1.32-1.45$ , стандартное отклонение  $\sigma=0.13-0.16$ ) с переменчивым модальным сдвигом как в сторону крупных (коэффициент асимметрии Траска  $S_k=0.99$ ), так и в сторону мелких частиц ( $S_k=1.05$ ), накапливались в среднединамических условиях активности (статистический коэффициент асимметрии  $\alpha>0$ ) стационарного водного руслового потока (коэффициент вариации  $v>0.8$ ). Водоток характеризовался равнинным типом (число Фруда  $Fr=0.03-0.04$ ). Тектонические условия территории были стабильными (эксцесс  $\tau=61.2-238.8$ ).

2-й горизонт (интервал 3.4–4.5 м) состоит из алевритово-песчаных частиц слабонаклонной текстуры (азимут падения ЮЗ  $240^\circ\angle 6^\circ$ ) с добавлением до 2 % гравия и единичного мелкого щебня ( $x=0.10-0.31$  мм). Порода имеет очень хорошую и хорошую сортированность ( $S_0=1.3-1.4$ ;  $\sigma=0.27-0.66$ ), непостоянный модальный сдвиг. Динамические условия седиментации ( $S_k<1$ ,  $\alpha>0$ ) соответствуют водно-речному облику с внедрением пролювиально-склоновых осадков ( $v=2.20-2.81$ ).

На интервале 4.50–6.25 м залегает 3-й горизонт – наклонно-слоистые (ССВ  $15^\circ\angle 8^\circ$ ; ЮЗ  $225^\circ\angle 8^\circ$ ) алевритово-мелкозернистые, тонко-мелкозернистые, мелкозернистые и мелко-среднезернистые пески ( $x=0.20-0.46$  мм). Коэффициенты сортировки осадков (совершенная и очень хорошая –  $S_0=1.21-1.45$ ;  $\sigma=0.31-0.60$ ) устанавливают значительную длину транспортировки частиц в среде, обладающей очень высоким энергетическим потенциалом ( $\alpha=9.69-17.01$ ) при спокойном тектоническом фоне (значения эксцесса в пределах первых сотен плюсовых единиц). Коэффициент вариации ( $v=1.08-2.23$ ) определяет условия аккумуляции естественными речными потоками равнинного и полугорного типа ( $Fr=0.03-0.11$ ), имеющими чистое, незасоренное русло со свободным течением в рыхлых отложениях.

4-й горизонт (6.25–7.80 м) сформирован алевритисто- и алевро-мелкозернистыми песками с существенными включениями малоокатанного (1–2-й класс) гравийно-галечного материала (от 10.5 до 22.4 %) с редкими глыбами рассеянного и линзовидного залегания. Текстура нечеткая, слабонаклонная (ЮВ  $110^\circ\angle 4-6^\circ$ ). Осадки умеренно и плохо сортированы ( $S_0=1.42-2.11$ ;  $\sigma=0.83-8.64$ ) с модальным смещением в сторону мелких частиц, накапливались высокоомобильными потоками ( $\alpha=2.25-7.30$ ) полугорного и горно-грядового типа ( $Fr=0.28-0.41$ ) с поступлением дополнительных порций вещества коллювиально-пролювиального генезиса ( $v=2.08-3.13$ ).

Алевро-мелкозернистые пески и алевропески ( $x=0.16-0.19$  мм) наклонного залегания ЮВ  $130^\circ \angle 16^\circ$  образуют 5-й горизонт (7.8–9.2 м). Отложения имеют особенно хорошую и очень хорошую сортировку ( $S_0=1.19-1.41$ ;  $\sigma=0.09-0.14$ ) с левосторонним модальным смещением (преобладание крупнозернистых частиц,  $S_k < 1$ ,  $\alpha > 0$ ). Среда седиментации – комплексная лимно-аллювиальная ( $v=0.47-0.74$ ) с наличием проточных озеровидных водоемов и постоянных водотоков равнинного типа ( $Fr=0.02-0.03$ ).

6-й горизонт (9.2–12.2 м) сложен алевро-мелкозернистыми и мелкозернистыми песками ( $x=0.20-0.22$  мм; ЮВ  $105-145^\circ \angle 4-8^\circ$ ). Сортировка – особенно хорошая и совершенная ( $S_0=1.19-1.33$ ;  $\sigma=0.15-0.20$ ), модальный сдвиг правосторонний (преобладание мелкозернистых частиц,  $S_k > 1$ ,  $\alpha > 0$ ). Значения коэффициента вариации ( $v=0.73-1.72$ ) соответствуют области речного генезиса.

7-й горизонт (12.2–13.7 м) представлен очень хорошо сортированными алевритисто-мелкозернистыми и мелкозернистыми псаммитами ( $x=0.21-0.29$  мм) с тонким переслаиванием (ЮВ  $135^\circ \angle 10-12^\circ$ ). Отложения аккумулировались в нединамичной среде ( $S_k > 1$ ;  $\alpha=0.61-3.21$ ) озерных ( $v=0.32$ ) и смешанных лимно-аллювиальных условий седиментации ( $v=0.72-0.80$ ).

8-й горизонт (14.2–15.7 м) накоплен песками той же размерности, что и вышелегающий слой ( $x=0.19-0.33$  мм) с небольшими включениями гравийно-галечных обломков (до 2 %). Сортировка совершенная и очень хорошая ( $S_0=1.24-1.37$ ;  $\sigma=0.15-0.84$ ), модальный сдвиг ( $S_k > 1$ ,  $\alpha > 0$ ) правосторонний, генезис аллювиальный ( $v=0.82$ ).

Значительной части разреза на глубине 15.7–35.5 м – 9-й горизонт – присущи схожие структурно-текстурные, статистические и палеогидрологические особенности – наклонное и косое (ЮЗ–З  $220-275^\circ \angle 6-20^\circ$ ) переслаивание из алевритово-тонкозернистых, мелкозернистых и средне-мелкозернистых песков ( $x=0.17-0.26$  мм) озерно-речного генезиса ( $v=0.46-0.73$ ).

10-й горизонт (35.5–37.6 м) выполнен алевропесками ( $x=0.19-0.20$  мм) косоугольного залегания Ю  $180^\circ \angle 26^\circ$  очень хорошей сортировки ( $S_0=1.26-1.31$ ;  $\sigma=0.19-0.20$ ) с левосторонним модальным сдвигом ( $S_k < 1$ ), накопившимися в динамичных стационарных турбулентных потоках ( $\alpha=7.97-8.56$ ;  $v=0.97-1.08$ ) равнинного типа ( $Fr=0.03$ ) с сезонным колебанием водности.

11-й горизонт (37.6–51.4 м) сложен в основном тонкопесчаными разностями частиц ( $x=0.17-0.28$  мм) наклонно-косой текстуры переменчивых азимутов падения – от ЮВ  $140-150^\circ \angle 16-24^\circ$  до ЮЗ  $230^\circ \angle 4-6-20-26^\circ$ , З  $275^\circ \angle 20^\circ$ . Транзит наносов имел значительный путь перемещения, что нашло отражение в особенно хорошей, совершенной и очень хорошей сортировке ( $S_0=1.11-1.34$ ;  $\sigma=0.08-0.20$ ). Мода осадка смещена в сторону мелких частиц – среда седиментации не отличалась заметным энергетизмом ( $S_k > 1$ ,  $\alpha > 0$ ) при устойчивом тектоническом фоне ( $\tau > 0$ ). Происхождение толщи – озерно-аллювиальное ( $0.4 < v < 0.8$ ), материал доставлялся равнинными стационарными водотоками ( $Fr=0.03-0.06$ ) и накапливался в проточных озерах.

12-й горизонт (51.4–55.8 м) имеет пестрое строение из сочетания частиц алевритово-песчано-псефитовой размерности ( $x=0.14-3.28$  мм) наклонно-косой текстуры (ВЮВ  $100-115^\circ \angle 8-22^\circ$ ). Сортировка и модальный сдвиг характеризуются непостоянством, условия аккумуляции речные ( $v > 0.8$ ).

Таким образом, высокий террасовал р. Селенга сложен алевритово-песчаными осадками с включениями псефитового материала. Генезис толщи на интервале 2.3–7.8 м – аллювиальный с примесью коллювиально-пролювиальных фаций, 7.8–51.4 м – преимущественно комплексный озерно-речной, 51.4–55.8 м – речной.



## СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА НИЖНЕДЖИДИНСКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец<sup>1,2</sup>, Р.Ц. Будаев<sup>1</sup>, А.В. Буянов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bscnet.ru

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Бурятский государственный университет, buyanov-1995@list.ru

Долина р. Джиды (левый крупный приток р. Селенга) субширотного простирания имеет протяженность 550–570 км и выработана в межхребтовых понижениях с переменной шириной днища, где расширенные участки чередуются с узкими. Долина с юга ограничена северным макросклоном Джидинского хребта, с севера – южными макросклонами хребтов Хангарул и Малый Хамар-Дабан.

В морфоструктурном отношении бассейн нижнего течения р. Джиды представляет собой Нижнеджидинский геоморфологический район, являющийся составной частью Селенгинского среднегорья [1]. Здесь развита система параллельно расположенных горных хребтов (Боргойский, Худжигийн-Нуру, Дабхорские горы) и межгорных впадин (Петропавловская, Желтуринская, Боцинская, Усть-Джидинская). По долине р. Джиды прослеживается комплекс надпойменных аккумулятивных террас, а также высокий слабонаклонный предгорный увал (40–60 м) в районе с. Петропавловка, сложенный мощной толщей плейстоценовых слоистых песков и алевроитов, перекрытых с поверхности галечниками с мелкой, хорошо окатанной галькой. Выше горизонтальной поверхности увала присутствует еще одна поверхность высотой 70–80 м над уровнем р. Джиды [2].

Террасовый комплекс долины Джиды в низовье представлен надпойменными террасами высотой 10–12 и 22–24 м. 10–12-метровая терраса вскрыта в береговом уступе на левобережье в 1 км к северо-востоку от с. Нюгуй (разрез «Нюгуй-1» глубиной 11.5 м). Разрез имеет сложное литологическое строение – это перемежающиеся сверху и в основании разреза (интервалы 0.80–3.55 и 7.0–11.5 м) слои светло-коричневых разномасштабных карбонатизированных песков различной текстуры, содержащих включения мелкощебнисто-галечного материала в виде прослоев и линз. Пески сменяются щебнисто-галечными и мелкогалечными отложениями на интервале 3.55–7.00 м. В верхней части террасы (глубина 3.20–3.55 м от дневной поверхности) встречены псевдоморфозы по ледяным клиньям.

Осадки речного происхождения залегают на интервалах 1.60–3.55; 3.9–6.3; 6.7–8.0; 8.40–8.85; 9.05–9.50 и 9.75–11.50 м. Коэффициент вариации ( $0.8 < v < 2.0$ ) соответствует русловым стационарным потокам с сезонным колебанием водности. Преобладали полугорные (число Фруда  $Fr=0.1–0.3$ ) потоки с постоянными руслами (преимущественно больших и средних рек) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды, а также горные потоки с развитыми аллювиальными грядовыми формами ( $Fr=0.30–0.47$ ), имевшие правильные, хорошо разработанные галечные русла в нижнем течении. По фациально-генетической природе они относятся к аллювиальным русловым грядовым пескам речной макрофашии.

Осадки неаллювиального происхождения залегают на интервалах 3.55–3.80; 6.3–6.7; 8.0–8.4; 8.85–9.05 и 9.50–9.75 м. Значения коэффициента вариации  $>2$ , что является доказательством присутствия в отложениях материала коллювиально-пролювиального генезиса, доставлявшегося за счет сильных эпизодических потоков.

Разрез «Нюгуй-2», глубиной 10.5 м, пройден в 300 м к северу – северо-востоку от разреза «Нюгуй-1» в теле этой же террасы. Отличие строения – резкое преобладание грубообломочных отложений (малые валуны, более мелкий окатанный и слабоокатанный псефитовый материал с разномасштабным песчаным наполнителем) над единичными горизонтами серовато-коричневых карбонатизированных мелко-грубозернистых песчаных осадков. Присутствуют псевдоморфозы по ледяным клиньям глубиной до 2.5 м. Генезис отложений данного разреза аллювиальный с добавлением вещества коллювиально-пролювиального происхождения.

Из осадочной толщи данной террасы, распространенной на правом берегу Джиды возле с. Верхний Енхор найдены остатки берцовой кости *Equus caballus foss.* и черепа *Cervus elaphus L.* Спорово-пыльцевому спектру свойственно полное доминирование травянистой растительности – 93 % от общего количества пыльцы и спор (лебедовые, бобовые, полынь). Древесная флора представлена сосной, елью и березой. Подобный характер растительности присущ временному периоду с холодным климатом [1]. Если учесть, что в разрезах присутствуют псевдоморфозы по ледяным клиньям, то можно установить, что осадки 10–12-метровой террасы целиком формировались в криогенный период позднего неоплейстоцена.

22–24-метровая терраса распространена вблизи antecedentного отрезка долины р. Джиды в районе хр. Сельгер (разрез «Голын-Очи» глубиной 16.5 м в уступе левого берега высотой около 20 м в 2.5 км к северо-западу от одноименного села). Разрез имеет двухчленное строение. Сверху на интервале 0.2–9.5 м залегают отложения, состоящие из разного процентного содержания щебнистых, дресвяных, псаммитовых и алевритово-пелитовых зерен переменчивого средневзвешенного содержания частиц (от 3.09 до 9.39 мм) пролювиально-аллювиального и аллювиального генезиса. Встречаются также отдельные прослои и линзы мощностью 0.2–0.3 м разнозернистого песка. На глубине 0.6–0.8 м найдена кость крупного млекопитающего. Средой их седиментации являлись стационарные водные пространства, имеющие определенные вариации своего физического состояния ( $v=1.03-1.67$ ). Фациально-генетическая принадлежность данных отложений – аллювиальные пески стрежневых и пристрежневых фаций.

Вторая часть разреза (9.5–16.5 м) состоит из тонко-мелкозернистого слабопромытого неясно выраженной текстуры песка светло-коричневого цвета. Довольно высокие значения коэффициента вариации ( $v=2.28-4.67$ ) исключают формирование подобных осадков в аквальных условиях и сопоставимы с плоскостным склоновым смывом и возможной последующей ветровой дифференциацией вещества (смешанный эолово-делювиальный или пролювиально-делювиальный генетический тип континентальных осадочных образований). Правда, отдельные слои этого останцового массива в теле данной террасы по своим статистическим параметрам определяются как образования речного происхождения (13.1–13.8; 14.7–15.3; 16.1–16.5 м). Их аккумуляцию можно объяснить размывом этого останца, дальнейшей трансформацией вещества водами р. Пра-Джиды и переотложением материала, на который в дальнейшем осаждались наносы вышеуказанного генезиса.

Основание разреза перекрыто мощным осыпным шлейфом. Время формирования этой надпойменной террасы определено как начало позднего неоплейстоцена [1].

В дельте Джиды, на правобережье реки, распространены надпойменные террасы высотой 10–12 и 18–20 м. Разрез «Дырестуй-1» находится в 2.5 км южнее с. Дырестуй, до глубины 13.6 м вскрывает толщу 18–20-метровой надпойменной террасы. Сложен главным образом серовато- и светло-коричневыми мелко-среднезернистыми песками с примесью псаммитовых частиц большей размерности. Текстура – от слабого проявления до субгоризонтальной и слабонаклонной. Включения псефитовых частиц очень редки. В верхней части разреза встречены многочисленные слои (мощностью от 0.1 до 0.5 м), обогащенные илистым материалом – не менее десяти до глубины разреза 5.1 м. Толща данной террасы имеет господствующий комплексный аллювиально-озерный генезис с подчиненной ролью образований речного происхождения. Субгоризонтально-слоистые алевро- и алевритово-мелкозернистые пески средневзвешенной размерностью 0.11–0.55 мм формировались в прибрежной зоне акватории неглубоких стационарных лимнических водоемов со слабым волнением и придонным течением с впадавшими в данный бассейн однонаправленными постоянными водотоками речного облика (господство береговых, прибрежных фаций озерной макрофации). Аллювиальная часть разреза (мелкозернистые алевропески, алевро-, алевритово-мелкозернистые, алевритово-средне-мелкозернистые пески, 0.18–0.48 мм) соотносится с русловыми нестрежневыми фациями речной макрофации.

Разрез «Дырестуй-2» расположен в 500 м восточнее предыдущей горной выработки и вскрывает отложения более низкой 10–12-метровой прислоненной надпойменной террасы р. Джиды. Глубина проходки составила 9.9 м. Отложения – тонко-мелкозернистые с примесью средне-крупнозернистых частиц и редкого гравия субгоризонтально- и неясно-слоистые пески речного и озерно-речного генезиса. На интервале 5.3–5.5 м обнаружены костные остатки мелкой фауны. В верхней части разреза до глубины 3.0 м наблюдается шесть горизонтов илистых отложений темно-коричневого цвета горизонтального залегания, что свидетельствует о застойных условиях формирования осадков на завершающих этапах седиментогенеза. Илистые прослои волнистой текстуры характерны и для нижней части толщи на интервале 8.1–9.0 м. Здесь



же наблюдаются и прослои мощностью до 0.2 м, состоящие из гравийно-галечных отложений (2–3-й класс окатанности обломков) с грубозернистым песчаным заполнителем. Осадки разреза террасы имеют полигенетическое происхождение – преобладают наносы русловых нестречневых фаций речной макрофации. Отложения комплексного озерно-аллювиального происхождения аккумуляровались в условиях слабопроточных неглубоких (до 2 м) озерных водоемов с умеренным гидрологическим режимом водотоков. Отложения нефлювиального происхождения в данном разрезе относятся к смешанному аллювиально-пролювиальному генотипу.

Таким образом, террасовый комплекс долины Джиды в нижнем течении представлен надпойменными аккумулятивными террасами высотой 10–12 и 22–24 м аллювиального генезиса с добавлением коллювиально-пролювиального материала. В дельте Джиды, на правом берегу, распространены террасы накопления высотой 10–12 и 18–20 м. Генезис аллювиальный и озерно-аллювиальный.

Следовательно, в Усть-Джидинской межгорной впадине в период формирования 18–20-метровой джидинской и 60–62-метровой селенгинской террасы существовало подпорное озеро глубиной до 60–65 м (абсолютная отметка водного зеркала – 610–620 м), вероятно, связанное с тектоническим подпором в зоне Боргойского хребта. На правом берегу Селенги высокий террасоувал (60–62 м, разрез Дзбэн – см. материалы в этом сборнике) сложен песками с небольшой примесью неокатанного и слабоокатанного крупнообломочного материала, пески промытые, сортированные, с наклонной и косой слоистостью. Подпорное озеро распространялось вверх по долине Селенги на 20–25 км вплоть до ст. Хоронхой, так как этот высокий террасоувал (с абсолютной высотой бровки, равной 610–620 м) протягивается от с. Дзбэн и далее до с. Усть-Кяхта, заканчиваясь южнее ст. Хоронхой. На этом отрезке долины относительная высота террасоувала постепенно снижается и достигает 36–38 м, он сложен подобными мелкоструктурными переслаивающимися псаммитами с субгоризонтальной и слабонаклонной слоистостью.

[1] *Базаров Д.Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднего-рья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1968. 166 с.

[2] *Антощенко-Оленев И.В.* Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 127 с.



## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ БАЗИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

К.М. Константинов<sup>1,2</sup>, М.Д. Томшин<sup>3</sup>, И.К. Константинов<sup>2</sup>, А.А. Яковлев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Мирный, Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО),  
KonstantinovKM@alrosa.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

<sup>3</sup> Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

Палеомагнитные реконструкции формирования Вилюйского палеорифта (ВПР) являются ключевыми для восстановления геодинамической картины развития Палеоазиатского океана (ПАО). Согласно [1], раскрытие ВПР на угол примерно 25° произошло в постсреднеордовикское время, но детали этого события до сих пор не известны. Наиболее важными объектами палеомагнитных исследований, способными пролить свет на процессы рифтогенеза, являются среднепалеозойские вулканогенные и терригенно-осадочные образования из зоны динамического влияния ВПР. В настоящее время получены надежные палеомагнитные данные по кимберлитам и базитам Вилюйско-Мархинской зоны разломов (ВМЗР) северо-западного фланга ВПР (таблица, рис. 1) [2–5], которые свидетельствуют, что их внедрение началось в конце силура – начале девона (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>) и продолжалось до конца девона – начала карбона (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>), т.е. примерно 70 млн лет [6]. За это время Сибирская платформа испытала сложные перемещения, связанные, вероятнее всего, с глубинной тектономагматической активизацией. Теперь для уточнения картины раскрытия ВПР необходимо было получить надежные палеомагнитные данные по среднепалеозойским базитам, расположенным на юго-восточном фланге ВПР, пространственно связанным с Контайско-Джербинской (КДЗР) и Чаро-Синской (ЧСЗР) зонами разломов. Предпочтение отдавалось последней, поскольку по ней ожидалось получение максимального углового эффекта между западным и восточным бортом ВПР.

В КДЗР на реках Лена и Бол. Патом изучены силлы долеритов жаровского интрузивного комплекса, возраст которых по Ar-Ag методом оценивается в 377.7 млн лет [7]. Полученные палеомагнитные направления и полюс по жаровским силлам развернуты по часовой стрелке относительно синхронных им «аппаинских» (франский ярус) направлений ВМЗР (таблица, рис. 1, 2). Однако этот эффект может определяться не только разворотом Алданского блока

### Палеомагнитные направления и полюсы кимберлитов и базитов ВПР

| № пп | Объекты                       | N    | Dcp | Jcp | k/α <sub>95</sub> | φ    | λ    | dp/dm     | fm |
|------|-------------------------------|------|-----|-----|-------------------|------|------|-----------|----|
| 1    | Кимберлиты, долериты [5]      | 6 С  | 353 | -21 | 75.6/7.8          | -13  | 126  | 4.3/8.2   | 11 |
| 2    | Базальты аппаинской свиты [3] | 9 С  | 25  | -43 | 65.1/7.5          | 1.6  | 92.3 | 4.5/7.2   | 26 |
| 3    | Дайка, рудник Мир [4]         | 11 О | 19  | -53 | 11.2/14.3         | 7.3  | 98.1 | 13.7/19.8 | 34 |
| 4    | Кимберлиты, долериты [2]      | 11 С | 319 | -49 | 31.5/8.3          | 11   | 150  | 8.9       | 31 |
| 5    | Силлы жаровского комплекса    | 4 С  | 52  | -58 | 57.7/12.2         | 17.7 | 76.0 | 13.2/18.0 | 39 |
| 6    | Дайки чаро-синского комплекса | 6 С  | 73  | -60 | 37.4/11.1         | 27.8 | 72.0 | 12.7/16.8 | 41 |

Примечание. N – количество образцов (О)/сайтов (С). Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение – Dcp, наклонение – Jcp, кучность – k и овал доверия – α<sub>95</sub>; палеомагнитный полюс: широта – φ, долгота – λ, доверительные интервалы – dp/dm.

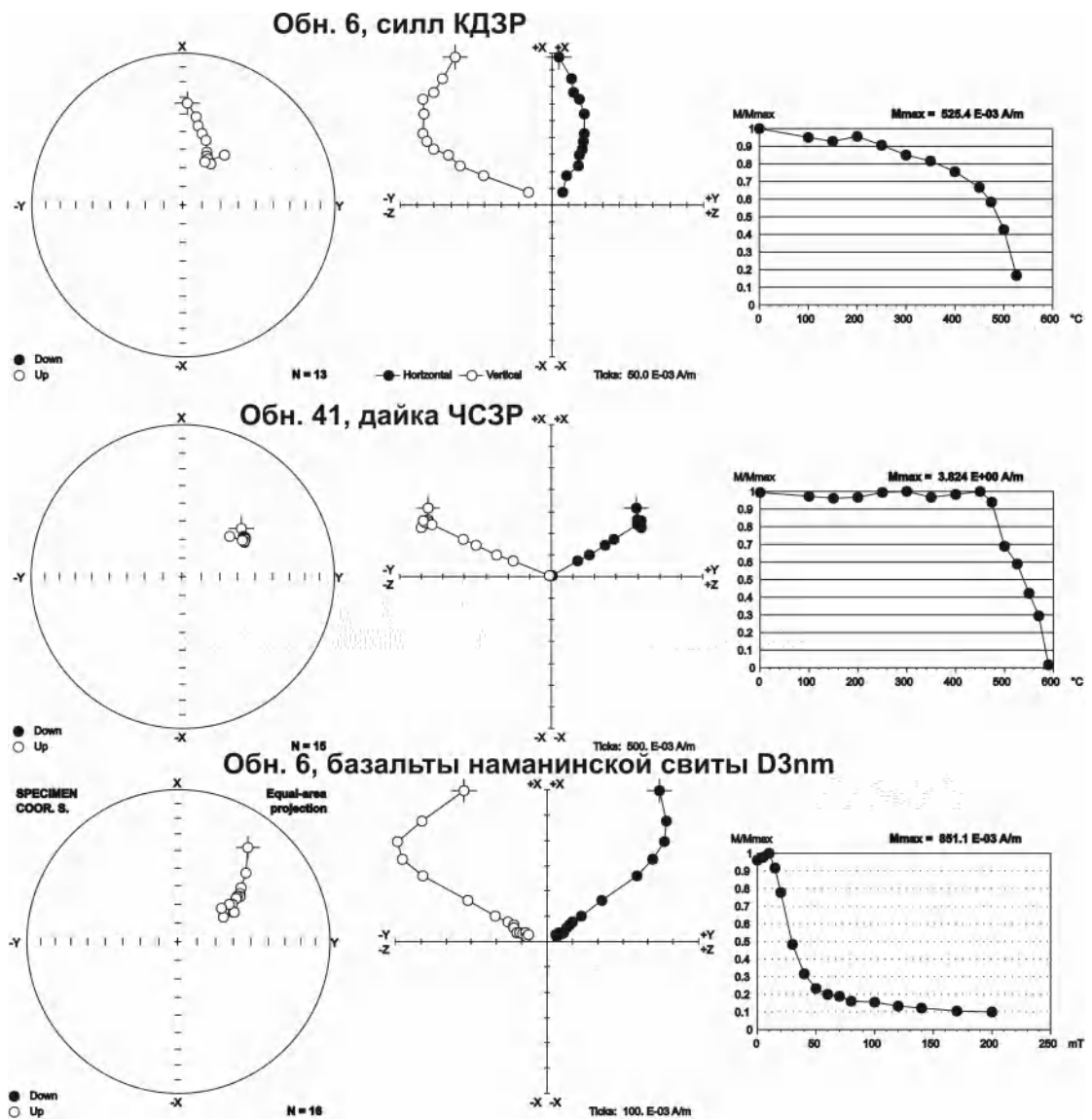


Рис. 1. Результаты размагничивания среднепалеозойских долеритов.

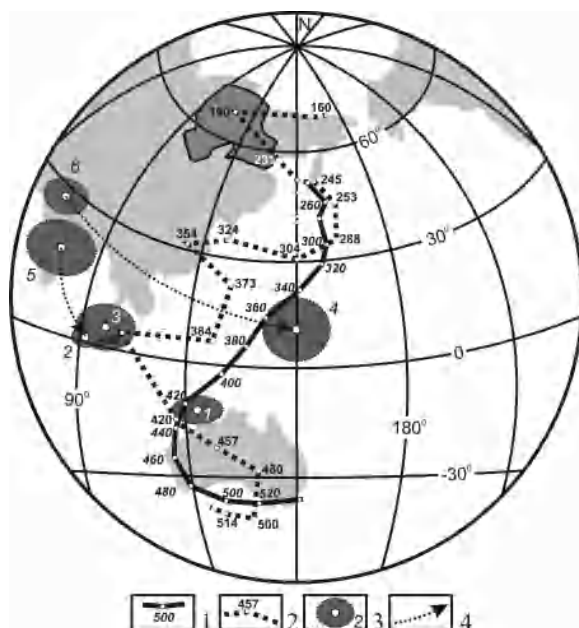


Рис. 2. Палеомагнитные полюсы ВПР. 1, 2 – траектория кажущейся миграции полюса Сибирской платформы по, соответственно, (Печерский, Диденко, 1995) и (Храмов, 1991); 3 – полюсы (номера согласно таблице); 4 – направления совмещения полюсов для синхронных образований.

относительно Ангаро-Анабарского блока Сибирской платформы, но и локальными деформациями, связанными с образованием Токус-Дабаанской мульды. Какому из этих вариантов следует отдать предпочтение – будет решено в ближайшей перспективе.

Наиболее однозначна интерпретация палеомагнитных данных по дайкам долеритов из восточной части ЧСЗР. Абсолютный возраст синского роя даек Ag-Ag методом оценивается в  $362.1 \pm 3.9$  млн лет. Для этого времени (граница фаменского и турнейского ярусов) наблюдается максимальный угловой эффект между «синскими» (ЧСЗР) и «эмяксинскими» (ВМЗР) направлениями (таблица, рис. 1, 2). Таким образом, палеомагнитные данные свидетельствуют, что разворот Алданского блока относительно Ангаро-Анабарского блока Сибирской платформы продолжался после позднего девона. Верхняя возрастная граница раскрытия ВПР, согласно палеомагнитным данным [8], может оцениваться примерно в 320 млн лет.

- [1] Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 276, № 3–4. P. 229–242.
- [2] Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M. et al. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophysical Journal International*. 2002. V. 148. P. 1–33.
- [3] Константинов К.М., Ибрагимов Ш.З. и др. Палеомагнитный полюс базальтов апаинской свиты: репер франа Сибирской платформы // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 122–124.
- [4] Константинов К.М., Ибрагимов Ш.З. и др. Палеомагнетизм докимберлитовых даек долеритов Вилюйско-Мархинской зоны разломов (Якутская алмазоносная провинция) // *Наука и образование*. 2016. № 1 (81). С. 13–20.
- [5] Константинов К.М., Стегницкий Ю.Б. Позднесилурийская–раннедевонская естественная остаточная намагниченность кимберлитов и траппов Якутской алмазоносной провинции // *ДАН*. 2012. Т. 442, № 3. С. 394–400.
- [6] Константинов К.М. Магнетизм кимберлитов и траппов зоны сочленения Вилюйской и Тунгусской синеклиз Сибирской платформы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 34 с.
- [7] Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V., Orlov S., Shatsillo A., Courtillot V. New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): Further evidence for a relationship with the Frasnian-Famennian mass extinction // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. V. 386. P. 531–540.
- [8] Константинов К.М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1998. 18 с.



## ПАЛЕОМАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

К.М. Константинов<sup>1,2</sup>, А.А. Яковлев<sup>1</sup>, И.К. Константинов<sup>2</sup>,  
Ш.З. Ибрагимов<sup>3</sup>, Т.А. Антонова<sup>1</sup>, Е.В. Артемова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Мирный, Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО),  
KonstantinovKM@alrosa.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

<sup>3</sup> Казань, Казанский федеральный университет

В процессе изучения палеомагнетизма структурно-вещественных комплексов (СВК), слагающих месторождение Нюрбинская – терригенно-карбонатные породы моркокинской  $E_3mrk$  и олдондинской  $E_3-O_{1ol}$  свит, дайки дотрубочных субщелочных долеритов, кимберлитовых брекчий (КБ) и ксенолитов – получены компоненты векторов характеристической ЕОН разной природы (таблица, рис. 1, А). Собственно в моркокинской свите установлена компонента  $C3$  (высокотемпературная, 670 °С), а в контактах с кимберлитами и долеритами, соответственно,  $M$  и  $Tm$  (среднетемпературные, от 540 до 570 °С). В кимберлитах наблюдаются компоненты  $M$  и  $P$  (низкотемпературная, 325 °С).

Полюсы для позднекембрийских пород (№ 1 и 6) совпадают между собой (рис. 1, Б) и с отметкой 500–490 млн лет траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирской платформы [5]. Полюсы с компонентой  $M$  для КБ (№ 3), алевропесчаников моркокинской свиты (№ 4) и дотрубочных даек (№ 2) образуют практически одну группу, что свидетельствует о

### Палеомагнитные направления и полюсы структурно-вещественных комплексов месторождения алмазов трубки Нюрбинская ( $\varphi=65^{\circ}02'$ ; $\lambda=117^{\circ}04'$ )

| №               | Тип пород, компонента [публикация]                              | N/n  | Dcp | Jcp | k  | $\alpha_{95}$ | $\varphi$ | $\lambda$ | dp/dm    | fm  |
|-----------------|---|------|-----|-----|----|---------------|-----------|-----------|----------|-----|
| 1               | Алевропесчаники моркокинской свиты, $E_3mrk$ комп-та $C3$       | -/37 | 348 | 25  | 21 | 5.2           | -37       | 133       | 3.0/5.6  | -13 |
| 2               | Долериты субщел., комп-та $Tm$ [1]                              | 6/-  | 5   | -13 | 52 | 9.4           | -18       | 112       | 4.9/9.6  | 7   |
| 3               | Кимберлиты (КБ), комп-та $M$                                    | -/68 | 7   | -24 | 16 | 4.4           | -13       | 110       | 2.5/4.7  | 12  |
| 4               | Алевропесчаники моркокинской свиты, $E_3mrk$ комп-ты $M$ и $Tm$ | -/21 | 358 | -25 | 23 | 6.8           | -12       | 120       | 3.9/7.3  | 13  |
| 5               | Кимберлиты (КБ), комп-та $P$                                    | -/35 | 23  | -55 | 20 | 5.5           | 12        | 98        | 5.5/7.8  | 36  |
| Реперные полюсы |   |      |     |     |    |               |           |           |          |     |
| 6               | Алевропесчаники верхоленской свиты, $E_3vl$ [2]                 |      |     |     |    |               | -37       | 132       | 3.7/7.3  | -5  |
| 7               | Кимберлиты, базиты $D_3-C_1$ [3]                                |      |     |     |    |               | 11        | 150       | 8.9      | 31  |
| 8               | Базальты, $D_3ar$ [4]   |      |     |     |    |               | 2         | 92        | 4.5/7.2  | 26  |
| 9               | Долериты, рудник Мир [1]  |      |     |     |    |               | 0         | 97        | 8.3/13.3 | 26  |

П р и м е ч а н и е. N/n – количество сайтов/образцов, участвующих в статистике. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение – Dcp, наклонение – Jcp, кучность – k и радиус круга доверия –  $\alpha_{95}$ . Палеомагнитный полюс: широта –  $\varphi$ , долгота –  $\lambda$ , доверительные интервалы – dp/dm и палеоширота – fm.

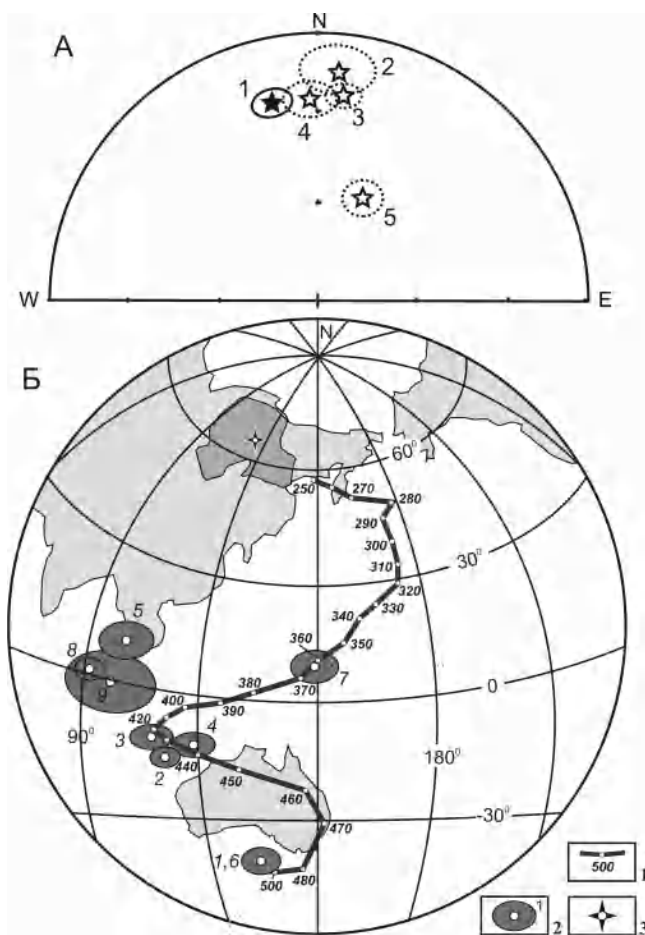


Рис. 1. Палеомагнитные направления векторов характеристической ЕОН (А) и рассчитанные по ним полюсы (Б) для СВК, слагающих месторождение алмазов трубки Нюрбинская. Стереограмма: черные/светлые звездочки – средние направления компонент (номера согласно таблице). Глобус: 1 – траектория кажущейся миграции полюса Сибирской платформы по [5], цифры – геологический возраст в млн лет; 2 – палеомагнитные полюсы (номера согласно таблице); 3 – район исследований.

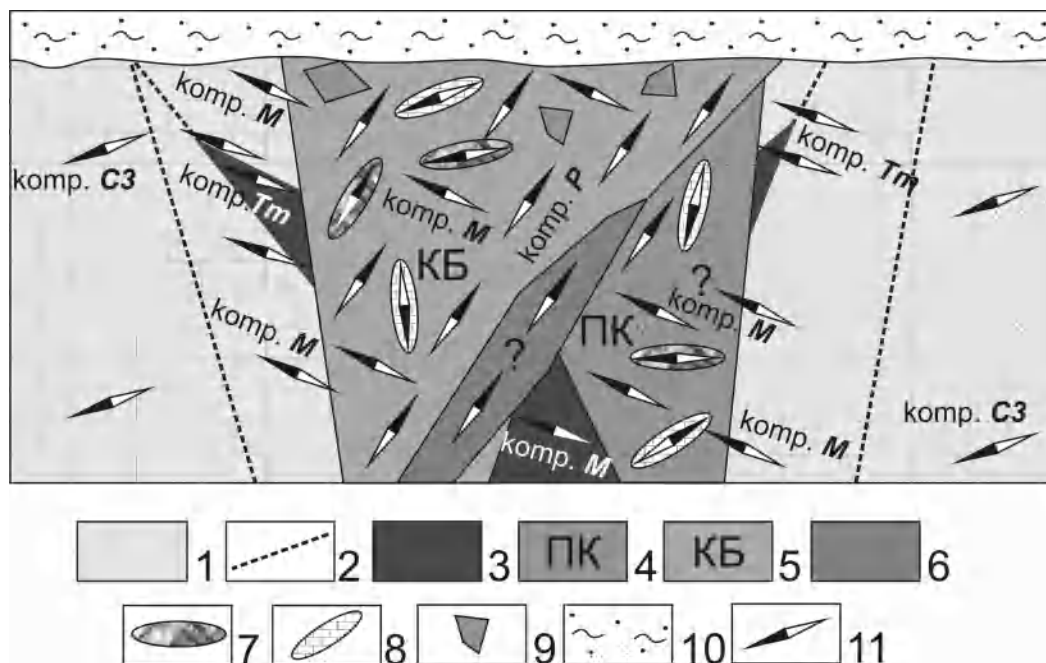


Рис. 2. Палеомагнитная схема распределения векторов ЕОН в СВК месторождения алмазов кимберлитовой трубки Нюрбинская. 1 – карбонатный цоколь (моркокинская  $E_3mrk$  и олдондинская  $E_3-O_{1ol}$  свиты); 2 – разломы; 3 – дайки дотрубочных субшелочных долеритов; 4 – порфириновые кимберлиты; 5 – кимберлитовые брекчии; 6 – дайки посттрубочных щелочных долеритов; 7–9 – ксенолиты, соответственно, мантийных и осадочных пород, ПК; 10 – раннемезозойские алевропесчаники (укугутская свита  $J_{1uk}$ ); 11 – условные векторы характеристической ЕОН в изученных СВК (таблица). ? – предполагаемые векторы ЕОН в ПК и посттрубочных базитах (не вскрыты карьером).

синхронности формирования ЕОН. Их палеомагнитный возраст по ТКМП оценивается в интервале 440–420 млн лет и может соответствовать позднесилурийской-раннедевонской ( $S_2$ - $D_1$ ) эпохе тектономагматической активизации на Сибирской платформе. Полюс компоненты  $P$  (№ 5), соответствующий времени внедрения дайки постробочных щелочных базитов (?), согласуется с полюсами № 8 аппаинской свиты позднего девона (385–375 млн лет) и № 9 дайки долеритов (373.5 млн лет), секущейся кимберлитовой трубкой Мир (360 млн лет).

Интерпретация полученных палеомагнитных данных позволяет выстроить следующий сценарий (динамическую модель) образования ЕОН в СВК месторождения трубки Нюрбинская (рис. 2):

- на первом этапе сформировалась ориентационная ЕОН – компонента  $C3$ , сингенетичная породам моркокинской свиты;

- на втором этапе (конец силура – начало девона) по разломам Вилуйско-Мархинской зоны происходит внедрение в терригенно-осадочные образования платформенного чехла до-трубочных субщелочных базитов и формирование компоненты  $Tm$ , как в дайке, так и в ее экзоконтакте с породами моркокинской свиты;

- третий этап протекал чуть позже второго и характеризуется становлением кимберлитов трубки Нюрбинская (сначала ПК (?), после – КБ). С этими процессами связано образование компоненты  $M$  в КБ и вмещающих породах раннего палеозоя (моркокинская и олдондинская свиты);

- с четвертым этапом (фран) связано внедрение дайки щелочных базитов (?), которые, возможно, и образовали метакхронную компоненту  $P$  в кимберлитах.

- [1] Константинов К.М., Ибрагимов Ш.З. и др. Палеомагнетизм докимберлитовых даек долеритов Вилуйско-Мархинской зоны разломов (Якутская алмазоносная провинция) // Наука и образование. 2016. № 1 (81). С. 13–20.
- [2] Константинов И.К., Хузин М.З., Константинов К.М. Палеомагнитные исследования пород верхоленской свиты верхнего кембрия (юг Сибирского кратона) // Наука и образование. 2011. № 3 (63). С. 10–15.
- [3] Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M. et al. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophysical Journal International. 2002. V. 148. P. 1–33.
- [4] Константинов К.М., Ибрагимов Ш.З. и др. Палеомагнитный полюс базальтов аппаинской свиты: репер франы Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 122–124.
- [5] Torsvik T.H., Van der Voo R. et al. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. V. 114. P. 325–368.



## ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ОФИОЛИТОВ (ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ)

А.В. Котляров, В.А. Симонов, С.И. Ступаков

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

Породы офиолитовых ассоциаций, представляющих структуры древних океанов, обычно в значительной степени изменены вторичными процессами. В связи с этим возникают существенные трудности при реконструкции условий петрогенезиса. Особенно это касается ультраосновных комплексов (входящих в офиолиты), исходный состав которых часто полностью преобразован. В данном случае большую помощь могут оказать исследования расплавных включений в сохранившихся первичных минералах. Значительный интерес представляют расплавные включения в шпинелях, так как данный минерал является превосходным «микроконтейнером» из-за своей химической и физической стабильности и высокой прочности [1–6].

Проведенные исследования позволили найти и изучить расплавные включения в хромшпинелидах из пород и руд ряда офиолитовых ассоциаций Сибири и Урала [3, 7–11]. В настоящее время работы в этом направлении продолжаются.

В этом сообщении приводятся результаты сравнительного анализа имеющейся оригинальной информации по расплавным включениям в хромшпинелидах из офиолитовых пород Южной Тувы и Восточного Саяна и из гипербазитов и хромитовых руд Ишкининского месторождения, Нуралинского и Ключевского массивов (офиолитовые ассоциации Урала). Используются также первые данные по включениям в хромитах из дунитов Западного Саяна [9]. С учетом того, что рассмотренные хромиты практически не прозрачны и невозможно вести наблюдения за включениями при нагреве, была использована специальная методика и особая микротермокамера на основе силитового нагревателя [4, 12]. В ходе экспериментов зерна хромшпинелидов нагревались в платиновых и графитовых микроконтейнерах. Закаленные в стекло расплавные включения анализировались в основном на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

Полученные составы включений в хромшпинелидах из всех рассмотренных офиолитовых объектов по соотношению  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  располагаются в области пород нормальной серии. При этом на диаграмме  $\text{FeO/MgO-SiO}_2$  большинство включений из хромитов Южной Тувы находятся в толеитовом поле в отличие от всех остальных, обладающих известково-щелочными характеристиками. На диаграмме  $\text{MgO-SiO}_2$  часть включений Южной Тувы с содержаниями магния 12–23 мас. % соответствуют пикробазальтам, но в основном они располагаются в базальтовых и андезибазальтовых полях, находясь в тесной ассоциации с данными по включениям в хромшпинелидах из пород Западного Саяна и Ключевского массива. В то же время включения в хромитах Восточного Саяна, Ишкининского месторождения и Нуралинского массива попадают в основном в группу с бонинитовыми характеристиками, тесно ассоциирующую с данными по бонинитовым расплавам Идзу-Бонинской дуги и обладающую четким трендом падения  $\text{MgO}$  (10 → 3 мас. %) на фоне роста  $\text{SiO}_2$  (50 → 65 мас. %).

На вариационных диаграммах Харкера все имеющиеся данные по расплавным включениям в хромшпинелидах из пород офиолитов разбиваются на две группы. Относительно высокотитанистая ( $\text{TiO}_2$  до 1.3 мас. %) и низкокалиевая ( $\text{K}_2\text{O}$  до 0.15 мас. %) группа содержит преимущественно включения из дунитов Южной Тувы и по большинству петрохимических характеристик ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) практически совпадает с данными по нормальным базальтам (типа N-MORB) срединно-океанических хребтов. Вторая, низкотитанистая ( $\text{TiO}_2$  до 0.4 мас. %), группа, представленная данными по включениям в хромшпинелидах из других рассмотренных офиолитов, ассоциирует с полями бонинитовых магматических систем. Эти поля, содержащие по соотношениям всех рассмотренных химических компонентов точки составов



включений в хромитах из офиолитов Восточного Саяна и Ишкининского месторождения (а также часть данных по включениям из офиолитов Западного Саяна и из Ключевского и Нуралинского массивов), показывают четкую эволюцию расплавов с падением FeO, MgO, CaO и накоплением K<sub>2</sub>O на фоне роста SiO<sub>2</sub>. Необходимо отметить, что обе группы включений в хромшпинелидах из офиолитов резко отличаются от включений в хромитах из сходных с офиолитовыми ассоциациями по петрографическому составу базит-гипербазитовых платиноносных комплексов урало-аляскинского типа, для которых характерны субщелочные расплавы, содержащие существенные количества калия (до 3.8 мас. %) при относительно пониженных значениях SiO<sub>2</sub> (41.3–45.9 мас. %) [5].

Наиболее детально эволюцию офиолитовых магматических систем в ходе процессов кристаллизационной дифференциации удалось проследить с помощью расплавных включений в хромшпинелидах из офиолитов Южной Тувы. На диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–FeO/MgO часть включений в хромшпинелидах из дунитов Южной Тувы совпадает с данными по ультрамафитам, тесно ассоциируя с трендом оливиновых кумулятов. При этом большая часть включений перемежается с габбро, диоритами и диабазовыми офиолитовыми дайками, образуя тренд остаточных расплавов. По соотношению TiO<sub>2</sub>–SiO<sub>2</sub> выделяются два тренда эволюции расплавов в магматических камерах. Высокотитанистые магмы формируют серии офиолитовых даек, а низкотитанистые расплавы с обогащением SiO<sub>2</sub> ответственны за образование диоритов.

На диаграммах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO и CaO–MgO эволюция составов расплавных включений в хромшпинелидах близка к тренду последовательной смены пород в офиолитах Южной Тувы: ультрамафиты – габбро – диабазовые дайки – диориты, причем данные тренды вполне согласуются с изменением составов пород в базит-гипербазитовых платиноносных комплексах урало-аляскинского типа [5]. Это свидетельствует о том, что с помощью расплавных включений выяснены основные закономерности эволюции магматических систем в ходе кристаллизации базит-гипербазитовых комплексов в камерах независимо от типа данных ассоциаций.

В целом проведенные исследования показали перспективность использования расплавных включений в хромшпинелидах для решения вопросов петрогенезиса офиолитовых ассоциаций и соответственно для выяснения особенностей формирования структур древних океанов. В дальнейшем работы по этой теме будут продолжены на основе новых экспериментальных установок и с использованием современных методов микроанализа.

- [1] *Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42, № 4. P. 655–671.
- [2] *Shimizu K., Komiya T., Hirose K., Shimizu N., Maruyama S.* Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts—implications for a hydrous plume origin for komatiites // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 189, № 3–4. P. 177–188.
- [3] *Симонов В.А., Скляр Е.В., Ковязин С.В., Переляев В.И.* Физико-химические параметры древнейших бонинитовых расплавов // *ДАН*. 2006. Т. 408, № 4. С. 528–531.
- [4] *Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.* Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // *Петрология*. 2011. Т. 19, № 6. С. 579–598.
- [5] *Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С.* Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 6. С. 1106–1134.
- [6] *Ionov D.A., Benard A., Plechov P.Y.* Melt evolution in subarc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2011. V. 162. P. 1159–1174.
- [7] *Симонов В.А., Дунаев А.Ю., Ковязин С.В., Зайков В.В.* Магматические системы палеоокеанов: данные по расплавным включениям в хромшпинелидах // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 2. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Т. 2. С. 97–100.
- [8] *Симонов В.А., Салихов Д.Н., Ковязин С.В., Дунаев А.Ю.* Особенности кристаллизации хромитовых руд Верхне-Убалинского месторождения (Ю. Урал) // *Металлогения древних и современных океанов. Условия рудообразования*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 140–145.
- [9] *Симонов В.А., Ковязин С.В., Ступаков С.И.* Роль магматических систем при формировании дунитов из офиолитов Западного Саяна // *Рудоносность ультрамафит-мафитовых и карбонатитовых комплексов складчатых областей*. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 66–68.
- [10] *Симонов В.А., Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ковязин С.В.* Расплавные включения в хромшпинелидах расслоенной части Ключевского габбро-гипербазитового массива // *Литосфера*. 2008. № 2. С. 101–115.

- [11] *Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В.* Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 195–198.
- [12] *Симонов В.А., Скляр Е.В., Ковязин С.В.* Расплавные включения в хромшпинелидах – источник прямой информации о параметрах древнейших бонинитовых магм // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Томск: ЦНТИ, 2005. Т. I. С. 125–129.



## Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА (ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

А.Б. Котов<sup>1</sup>, С.Д. Великославинский<sup>1</sup>, А.М. Ларин<sup>1</sup>, В.П. Ковач<sup>1</sup>,  
Е.Б. Сальникова<sup>1</sup>, А.А. Сорокин<sup>2</sup>, А.П. Сорокин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

<sup>2</sup> Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

Выходы метаморфизованных в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации осадочных и вулканических пород станового комплекса занимают около 30 % территории Джугджуро-Станового супертеррейна, расположенного в северо-восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса. В легендах современных геологических карт становой комплекс относят к палеоархею [1, 2]. В его составе выделяют иликанскую, брянтинскую, купуринскую и зейскую серии (толщи), которые рассматриваются как разновозрастные. Однако полученные в последнее время геохронологические и изотопно-геохимические данные позволяют полагать [3, 4], что в состав станового комплекса включены метаморфические породы, протолиты которых имеют разный возраст. Для обоснования этого положения проведены систематические Sm-Nd изотопно-геохимические исследования метаморфических пород станового комплекса, результаты которых позволяют в первом приближении оценить нижнюю возрастную границу их формирования.

Большая часть метаосадочных и метавулканических пород иликанской толщи характеризуются оценками Nd модельного возраста ( $t_{Nd(DM)}$ ) в интервале 2.6–3.2 млрд лет. Только для одного образца парагнейса этой толщи получена оценка  $t_{Nd(DM)}=1.5$  млрд лет. Возраст протолитов метаморфических пород иликанской толщи с  $t_{Nd(DM)}=2.6–3.2$  млрд лет составляет 2630–2700 млн лет [3].

Метаморфические породы брянтинской и купуринской толщ по Nd модельному возрасту распадаются на две группы:  $t_{Nd(DM)}=1.3–1.8$  и  $1.9–3.4$  млрд лет. Протолиты metabазальтов брянтинской толщи имеют возраст  $1933\pm 4$  млн лет [4]. Nd модельные возрасты метаморфических пород зейской толщи изменяется от 2.1 до 2.4 млрд лет.

Полученные данные в совокупности с результатами выполненных к настоящему времени U-Pb геохронологических исследований (TIMS) [3, 4] свидетельствуют о том, что формирование протолитов по крайней мере части метаморфических пород станового комплекса связано не с палеоархейским, а с неоархейским и палеопротерозойским этапами геологического развития Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса. Кроме того, к становому комплексу отнесены метаморфические породы, возраст протолитов которых не превышает 1.3–1.5 млрд лет. Возможно, что их образование произошло в фанерозое.

Исследования выполнены при поддержке РФФ (проект № 14–27–00103) и РФФИ (проект № 16-05-00771).

[1] Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Дальневосточная серия. Масштаб 1:1000000. Лист N-52 (Зея). СПб.: Картографическая фабрика ФГУП ВСЕГЕИ, 2007.

[2] Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Дальневосточная серия. Масштаб 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). СПб.: Картографическая фабрика ФГУП ВСЕГЕИ, 2009.

[3] Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2011. Т. 438, № 3. С. 355–359.

[4] Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Метабазальты брянтинской толщи станового

комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2012. Т. 20, № 3. С. 266–281.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД НИЖНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА УДОКАНСКОЙ СЕРИИ

А.Б. Котов<sup>1</sup>, В.П. Ковач<sup>1</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>1</sup>, С.Д. Великославинский<sup>1</sup>, А.М. Ларин<sup>1</sup>,  
Е.В. Скляр<sup>2</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>2</sup>, Е.В. Толмачева<sup>1</sup>, А.М. Федосеенко<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

Характерной особенностью геологического строения западной части Алданского щита (Чаро-Олекминский геоблок) являются палеопротерозойские прогибы, выполненные терригенными отложениями удоканской серии. Наиболее крупным из них является Кодаро-Удоканский прогиб, вмещающий месторождения медистых песчаников, в которых сосредоточено около 20 % мировых ресурсов меди [1]. Он расположен в юго-западной части Чаро-Олекминского геоблока и состоит из двух подзон – Кодарской и Удоканской. Терригенные отложения удоканской серии несогласно залегают на архейских породах Чаро-Олекминского геоблока и являются гипостратотипом нижнего протерозоя Сибири и Дальнего Востока [2, 3].

Мощность терригенных отложений удоканской серии, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, превышает 10 км. В ее составе выделяют (снизу вверх) [3] кодарскую (икабийская и аянская свиты), чинейскую (инырская, читкандинская, александровская и бутунская свиты) и кеменскую (сакуканская и намингская свиты) подсерии. Протолиты метаморфических пород кодарской подсерии представлены преимущественно полимиктовыми песчаниками и алевропелитовыми аргиллитами, чинейской – карбонатными породами, алевропелитами, олигомикровыми и полимиктовыми песчаниками, кеменской – песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Для метапесчаников читкандинской свиты предполагается туфогенная природа [4].

В настоящее время о возрасте терригенных отложений удоканской серии можно судить на основании следующих данных:

1. В пепловых прослоях чинейской подсерии обнаружены магматические цирконы с возрастом  $2180 \pm 50$  млн лет [5].

2. Щелочные граниты катугинского комплекса, прорывающие отложения нижней части разреза удоканской серии (кодарская подсерия) имеют возраст  $2055 \pm 7 - 2066 \pm 6$  млн лет [6, 7], возраст магматических пород Чинейского массива, прорывающего отложения чинейской подсерии, составляет  $1867 \pm 3$  млн лет [8], а для гранитов кодарского комплекса (Кеменский массив), прорывающих отложения кеменской подсерии, получена оценка возраста  $1876 \pm 4$  млн лет [9].

3. Последнее коллизийное событие, проявленное в пределах Чаро-Олекминского геоблока, и сопряженные с ним складчатость и региональный метаморфизм имеют возраст  $1908 \pm 5$  млн лет [10].

4. Метаосадочные породы удоканской серии характеризуются оценками Nd модельного возраста в интервале 2.3–2.7 млрд лет [11]. При этом минимальные оценки Nd модельного возраста (2.3–2.5 млрд лет) получены для метапесчаников и метааргиллитов кодарской подсерии.

Таким образом, возрастное положение удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба является во многом неопределенным. Для решения этой задачи выполнены U-Pb геохронологические исследования гранитоидов, которые прорывают метаосадочные породы кодарской подсерии и совместно с ними подвергаются структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации. Для этих гранитоидов получена оценка возраста  $2105 \pm 6$  млн лет (U-Pb метод по циркону). Принимая во внимание результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород кодарской подсерии ( $t_{(Nd)}(DM) = 2.3 - 2.5$

млрд лет [11]), можно сделать вывод о том, что возраст метатерригенных отложений нижней части разреза удоканской серии находится в интервале 2.1–2.3 млрд лет.

Исследования выполнены при поддержке РФФ (проекты № 14–27–00103, 14-17-00325) и РФФИ (проект № 16-05-00905).

- [1] *Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны*. Геология закономерности размещения. Л.: Недра, 1966. 386 с.
- [2] *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
- [3] *Федоровский В.С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
- [4] *Сочава А.В.* Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 160 с.
- [5] *Бережная Н.Г., Бибикина Е.В., Сочава А.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А., Богомолов Е.С.* Изотопный состав чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // ДАН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С. 1209–1212.
- [6] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э.* О возрасте Катугинского Та-Nb месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенической эпохи // ДАН. 2002. Т. 383, № 6. С. 807–811.
- [7] *Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Склярёв Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // ДАН. 2015. Т. 463, № 2. С. 187–191.
- [8] *Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М.* Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424, № 4. С. 517–521.
- [9] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашиков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267–279.
- [10] *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П.* Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 3–15.
- [11] *Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю.* Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408, № 2. С. 223–227.



## ИСТОЧНИКИ КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧАРСКОЙ И ТОККИНСКОЙ ВПАДИН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.Б. Котов<sup>1</sup>, Т.М. Сквитина<sup>2</sup>, С.Д. Великославинский<sup>1</sup>, В.П. Ковач<sup>1</sup>, Д.В. Лопатин<sup>3</sup>,  
Е.В. Скляр<sup>2</sup>, Е.В. Толмачева<sup>1</sup>, О.В. Бобровская<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skovit@crust.irk.ru

<sup>3</sup> Санкт-Петербург, Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, lopatin12@yandex.ru

В результате выполненных к настоящему времени геохронологических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований выделены главные этапы формирования докембрийской континентальной коры центральной и восточной части Алданского щита [1], тогда как его западная часть (Чаро-Олекминский геоблок) изучена в этом плане пока еще недостаточно.

Основные черты геологического строения Чаро-Олекминского геоблока, значительную часть территории которого занимают обширные поля метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации тоналит-трондьемитовых ортогнейсов олекминского комплекса, определяются северо-восточными и субмеридиональными зонами разрывных нарушений различного типа и возраста. В пределах этих зон расположены крупные тектонические блоки (Чарский, Оломокитский и др.) пород гранулитовой фации метаморфизма и (или) сосредоточены многочисленные тектонические фрагменты, сложенные относительно слабометаморфизованными осадочными и вулканическими породами Саймаганского, Тарынахского, Токко-Ханинского, Итчиляхского, Эвонокитского, Темулякитского, Тунгурчинского и Яелахского зеленокаменных поясов. В юго-западной и центральной части Чаро-Олекминского геоблока на тоналит-трондьемитовых ортогнейсах олекминского комплекса и породах зеленокаменных поясов с несогласием залегают терригенные отложения удоканского комплекса нижнего протерозоя, выполняющие Кодаро-Удоканский прогиб и целый ряд более мелких «грабен-синклиналей» (Угуйская, Олдонгсинская, Нижнеханнинская).

Кроме того, в пределах Чаро-Олекминского геоблока расположены Чарская и Токкинская впадины восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, выполненные кайнозойскими песчаными отложениями, которые описаны в [2]. Вследствие относительного постоянства величин  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в кластических осадочных породах, их значительного отличия от наблюдаемых в мантийных источниках, а также малой изменчивости в процессах выветривания, переноса, диагенеза и метаморфизма Sm-Nd, изотопно-геохимические исследования этих отложений позволяют оценить средний Nd модельный возраст пород питающих провинций. В свою очередь, это дает возможность идентифицировать источники осадочного материала, определить местоположение областей его сноса и, таким образом, получить информацию о главных этапах формирования континентальной коры прилегающих территорий.

Для песков Чарской впадины получены оценки Nd модельного возраста около 2.4 млрд лет, а для песков Токкинской впадины – в интервале 2.9–3.0 млрд лет. С учетом результатов Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаморфических и магматических комплексов Алданского щита [1, 3], эти данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Наиболее вероятным главным источником песков Чарской впадины являются палеопротерозойские метапесчаники удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба, которые характеризуются  $t_{(Nd)}(DM)=2.3–2.7$  млрд лет [3]. Однако не исключено, что их источником послужили породы, непосредственно отражающие формирование палеопротерозойской ювенильной континентальной коры западной части Алданского щита, присутствие которых в пределах Чаро-Олекминского геоблока пока еще не установлено.

2. Образование песков Токкинской впадины скорее всего связано с разрушением мезоархейских тоналит-грандьемитовых ортогнейсов ( $t_{(Nd)}(DM)=2.9-3.3$  млрд лет [1]), выходы которых занимают около 40 % территории Чаро-Олекминского геоблока, мезоархейских кислых метавулканических пород Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса ( $t_{(Nd)}(DM)=2.9-3.0$  млрд лет [4]) и палеопротерозойских гранитоидов кодарского комплекса ( $t_{(Nd)}(DM)=2.9-3.0$  млрд лет [5]).

Исследования выполнены при поддержке РФФ (проект № 14-27-00103).

- [1] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита // ДАН. 2006. Т. 410, № 1. С. 91-94.
- [2] Лопатин Д.В. Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1972. 115 с.
- [3] Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408, № 2. С. 223-227.
- [4] Котов А.Б., Анисимова И.В., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Смелов А.П., Березкин В.И., Загорная Н.Ю. Возрастные рубежи формирования зеленокаменных поясов западной части Алданского щита // ДАН. 2004. Т. 398, № 5. С. 661-665.
- [5] Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20, № 3. С. 242-265.





## ОЦЕНКА ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ЭКСКУРСОВ ГЁТЕБОРГ И МОНО ЛЕЙК ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЕРА БАУНТ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

М.А. Крайнов<sup>1</sup>, Е.В. Безрукова<sup>1,2</sup>, А.А. Щетников<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, susel\_usel@mail.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт археологии и этнографии СО РАН, bezrukova@igc.irk.ru

<sup>3</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shchet@crust.irk.ru

Одной из актуальных проблем изучения экскурсов является определение их продолжительности, что позволяет приблизить нас к пониманию механизмов изменения магнитного поля Земли.

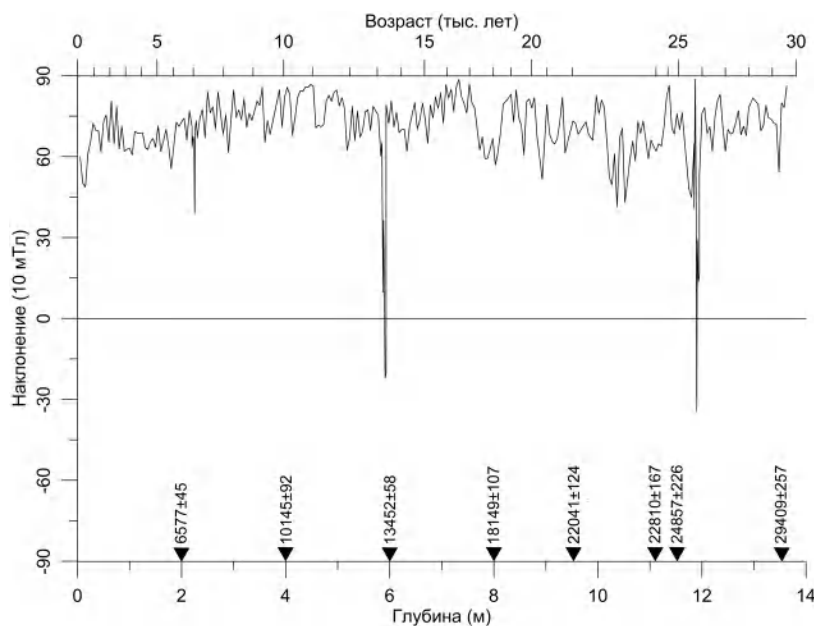
В настоящей работе демонстрируются результаты палеомагнитных исследований осадочных отложений оз. Баунт, полученных в ходе бурения в 2014 г. Длина пробуренного керна составила 13.7 м.

Осадки из полученного керна были датированы в радиоуглеродной лаборатории г. Познань (Польша) (8 образцов), что позволило рассчитать скорости осадконакопления на протяжении разреза. Возраст основания скважины составил  $29.40 \pm 0.25$  тыс. лет.

Для палеомагнитных исследований было отобрано 277 образцов, которые впоследствии были ступенчато размагничены.

В изучаемом разрезе мы обнаружили два экскурса: Гётеборг и Моно Лейк [1, 2]. Согласно возрастной модели, экскурс Гётеборг имел место в интервале 13250–13150 л.н., а Моно Лейк – 26050–25550 л.н. Соответственно, расчетная продолжительность экскурса Гётеборг составила около 100 лет, а Моно Лейк ~500 лет.

Следует обратить внимание на то, что установленный для палеомагнитной записи из оз. Баунт возраст экскурса Моно Лейк удовлетворительно совпадает с общепринятым для этого экскурса возрастным диапазоном 25000–30000 л.н. (рисунок). С другой стороны, возраст



**Наклонение магнитного поля в осадочном разрезе донных отложений оз. Баунт (скважина Baunt-14) после размагничивания переменным магнитным полем 10 мТл. Черными треугольниками отмечены даты, полученные методом AMS <sup>14</sup>C.**

экскурса Гётеборг определен в 13200 лет, что несколько древнее, чем возраст этого экскурса в других осадочных записях [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 15-05-01644а), РНФ (проект № 16-17-10079).

- [1] *Шкатова В.К.* Обновленная общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера. Внесение изменений в общую стратиграфическую шкалу квартера в связи с понижением ее нижней границы // *Общая стратиграфическая шкала России. Состояние и перспективы обустройства.* М.: ГИН РАН, 2013. С. 394–395.
- [2] *Channel J.E.T.* Late Brunhes polarity excursions (Mono Lake, Laschamp, Iceland Basin and Pringle Falls) recorded at ODP Site 919 (Irminger Basin) // *Earth and Planetary Science Letters.* 2006. V. 244. P. 378–393.



## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ

А.Б. Кузнецов<sup>1</sup>, И.М. Горохов<sup>1</sup>, С.В. Рудько<sup>2</sup>, В.И. Левицкий<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

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

<sup>3</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Докембрийские карбонатные породы юго-восточного края части Сибирской платформы вскрываются в виде протяженных полос варьирующей мощности от Иркутного Присяянья до Патомского нагорья и в нескольких метаморфических комплексах Юго-Восточного Присяянья. Наиболее мощные толщи метаморфизованных карбонатов слагают камчадалскую свиту в Онотском зеленокаменном поясе и китойскую серию в китойском комплексе внутри Шарыжалгайского выступа архей-палеопротерозойского фундамента. Неметаморфизованные карбонатные отложения участвуют в сложении регионального общесибирского горизонта – байкалия.

В китойском комплексе преобладают биотитовые гнейсы с кальцитовыми мраморами, а также встречаются апотолейтовые амфиболиты и плагиогнейсы. При палеореконструкциях перечисленные породы соответствуют незрелым обломочным породам (граувакки, аргиллиты) и основным вулканитам. В сложении Онотского зеленокаменного пояса участвуют метавулканические породы толеит-риолитовой серии, метатерригенные и биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты, кварциты, а также магнезитовые и доломитовые мраморы. Породы китойского и Онотского поясов метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Возраст архейского метаморфизма ограничен возрастом гранатовых ортопектитов (U-Pb метод –  $2.48 \pm 0.01$  млрд лет [1]) и синтетектонических гранитоидов Бутухейского массива (U-Pb возраст по цирконам –  $2.55 \pm 0.01$  млрд лет [2]). Палеопротерозойский метаморфизм совпадает со временем внедрения гранитов шумихинского комплекса (U-Pb возраст цирконов  $1.87 \pm 0.02$  млрд лет [3]).

Байкальский горизонт сложен преимущественно терригенно-карбонатными породами, представляющими отложения пассивной континентальной окраины. Среди карбонатных отложений преобладают тонкослоистые, углеродсодержащие, строматолитовые и/или онколитовые известняки с различной долей силикокластической примеси и доломита. Долгое время возраст байкалия считался позднерифейским, однако в последние годы получены палеонтологические, Sr-хемостратиграфические и изотопно-геохронологические данные, которые показали, что карбонатные отложения этого горизонта принадлежат венду [4, 5].

Изучены кальцитовые мрамора китойской серии долины р. Китой (скала Подкамень, озеро Нухун-Гол и пос. Горный), а также магнезитовые и доломитовые мраморы камчадалской свиты р. Савина (южная часть Онотского пояса). Известняки байкальского горизонта изучены в олхинской свите (ст. Большой Луг, Иркутное Присяянье), улунтуйской свите (р. Б.Голоустная, Прибайкалье) и баракунской свите (р. Ура, Патомское нагорье). Кальцитовые мраморы китойской серии включают менее 6 % силикатной примеси и обычно менее 1.5 % Mg. Они содержат много Mn (до 7800 мкг/г) и Fe (до 8600 мкг/г), но очень мало Sr (30–60 мкг/г). Доломитовые мраморы содержат мало Mn (260–580 мкг/г), Fe (3100–4800 мкг/г) и Sr (30–40 мкг/г). Магнезитовые мраморы характеризуются высокими концентрациями Mg, Mn и Fe (в среднем соответственно 28 %, 2000 мкг/г и 7200 мкг/г) и очень низкими концентрациями Sr (0.5–2.2 мкг/г). Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в кальцитах колеблются в пределах 0.70300–0.70711, в доломитах – 0.71142–0.71443, а в магнезитах – 0.70962–0.71841.

Изотопно-геохимические характеристики мраморов указывают на перекристаллизацию доломитов и магнезитов Онотского зеленокаменного пояса во время метаморфизма около 1.8 млрд лет назад. Анализ изотопных данных предполагает, что формирование магнезитов камча-

дальской свиты происходило в ходе метасоматической перекристаллизации доломитов при повышенной температуре ( $>200$  °C) и высоком отношении флюид-порода [6]. Метасоматические процессы затронули также кальциты китойской серии, однако минимальные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в некоторых образцах (0.70300–0.70417) согласуются с этими значениями в позднеархейском океане около 2.6–2.5 млрд лет назад.

В карбонатных отложениях олхинской, улунтуйской и баракунской свит обнаружены образцы, удовлетворяющие геохимическим критериям сохранности морских осадков. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в наименее измененных известняках олхинской свиты заключено в пределах 0.70830–0.70834, улунтуйской свиты – 0.70825–0.70872, нижней части баракунской свиты – 0.70756–0.70793, а верхней части баракунской свиты – 0.70839–0.70847. Эти значения отражают изотопный состав Sr в байкальском палеобассейне, поступательное увеличение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в котором совпадает с глобальным ростом этого отношения в океане в постледниковую эру (635–560 млн лет назад). Главной причиной увеличения доли радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  в океане в то время стал размыв древних коровых пород, эксгумированных в результате Пан-Африканской орогении.

Таким образом, в пределах юго-восточного края Сибирской платформы присутствуют две группы карбонатных пород, характеризующих морские палеобассейны конца архея и конца неопротерозоя. В архее зона карбонатного накопления находилась вблизи островных дуг, вероятно удаленных от будущего Сибирского кратона. В конце неопротерозоя (венде) накопление карбонатов происходило в шельфовых палеобассейнах, покрывавших обширные области Сибирского кратона. Значительный перерыв в карбонатном накоплении (около 1.9 млрд лет) предполагает либо длительную глубокую эрозию протерозойских отложений, либо высокое/континентальное состояние юго-восточного края Сибирского кратона. Последнее предположение согласуется с выводом о сочленении Сибирского кратона с Северо-Американским кратоном (Лаврентией) в палео- и мезопротерозое [7].

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 4 ОНЗ РАН и при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00772 и 15-35-21059).

- [1] Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и происхождение китойского месторождения силлиманитовых сланцев (Восточная Сибирь) // ДАН. 2010. Т. 431, № 3. С. 386–391.
- [2] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1139–1150.
- [3] Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 717–731.
- [4] Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M. et al. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 51–66.
- [5] Леонов М.В., Рудько С.В. Находка вендских фоссилий в отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 5. С. 96–99.
- [6] Горохов И.М., Дубинина Е.О., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в магнизиальных карбонатах Онотского зеленокаменного пояса // ДАН. 2014. Т. 455, № 3. С. 323–327.
- [7] Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160, № 1–2. P. 179–210.



## РЕЗУЛЬТАТЫ U/Pb-ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ Lu/Hf-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОРДОВИКСКИХ ТОЛЩ ЮЖНОГО УРАЛА И КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

Н.Б. Кузнецов<sup>1, 2</sup>, К.Е. Дегтярев<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>2, 3</sup>, А.В. Рязанцев<sup>1</sup>,  
Е.А. Белоусова<sup>4</sup>, А.А. Третьяков<sup>1</sup>, Т.Ю. Толмачева<sup>5</sup>

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

<sup>2</sup> Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

<sup>3</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

<sup>4</sup> Сидней, Австралия, Университет Маквори / центр GEMOK

<sup>5</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научный исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Tatiana\_Tolmacheva@vsegei.ru

В строении западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), включающей Северный Казахстан, Южный Урал и прилегающую к нему часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП), выделяется большое количество тектонических зон, в которых распространены разнородные ордовикские комплексы, сложенные в том числе терригенными породами. Они, как правило, начинают палеозойские разрезы и со структурным несогласием залегают на докембрии или участвуют в сложении тектонических пластин в эпипалеозойской покровной структуре.

Нами получены результаты U/Pb-изотопного датирования и изучения Lu/Hf-изотопно-геохимических характеристик обломочных цирконов (*dZr*) из песчаников ордовикских толщ, распространенных в разных тектонических зонах вдоль трансекта КУБ (Кокчетав-Урал-Балтика) (рис. 1). Изучены *dZr* из проб:

1) полимиктовых и кварцевых песчаников, залегающих, соответственно, в низах и верхах ордовикской терригенно-карбонатной толщи, начинающей палеозойский разрез Марьевской зоны Кокчетавского массива (КМ) (пробы Z14-108 и Z14-115);

2) полимиктовых и кварцевых песчаников, обнаженных по рекам Средний Тогузак и Караталы-Аят и участвующих в строении разреза ниже-среднеордовикской тогузак-аятской свиты, сложенной монотонными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, реже гравелитами в Зауральской зоне (пробы R14-360 и R14-355/1);

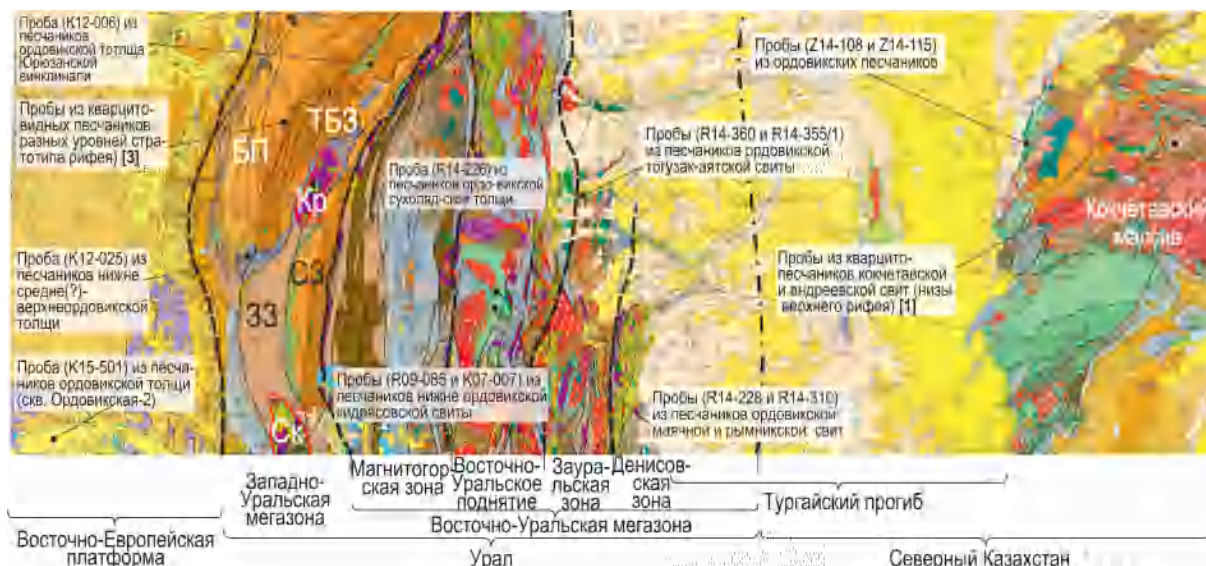
3) кварцевых и аркозовых песчаников, обнаженных на г. Маячной и у пос. Рымникский и участвующих в сложении ниже-среднеордовикской маячной и рымникской свиты, сложенной кварцевыми, аркозовыми, полимиктовыми и граувакковыми песчаниками, алевролитами, реже гравелитами и распространенной на Восточно-Уральском поднятии (пробы R14-228 и R14-310);

4) кварцевых песчаников, обнаженных к югу от с. Кидрясово (на горе Тырмынтау) и участвующих в сложении нижеордовикской кидрясовской свиты кварцевых и аркозовых песчаников, распространенной в Сакмарской зоне (пробы R09-085 и K07-007);

5) кварцевых песчаников, участвующих (наряду с алевролитами и аргиллитами с прослоями кремней) в сложении сухолядской толщи (флоский ярус нижнего ордовика – верхний ордовик), распространенной в Кракинском аллохтоне (проба R14-226);

6) светлых существенно кварцевых песчаников, залегающих в основании палеозойского разреза Юрюзанской синклинали и относящихся к верхнеордовикской тирлянкой (набиуллинской) свите, выделяемой в Таганайско-Белорецкой единице поднятия Уралтау (западное крыло Башкирского антиклинория) (проба K12-006);

7) светлых существенно кварцевых средне(?)-верхнеордовикских песчаников, распространенных на правом берегу широтного течения р. Белой и слагающих основание палеозойского разреза на юге Башкирского поднятия (проба K12-025);



**Рис. 1.** Схема, иллюстрирующая взаимное расположение основных тектонических зон Южного Урала и Северного Казахстана. В качестве основы использована карта [2]. На схеме показаны места отбора проб ордовикских пород вдоль трансекта «КУБ», а также места отбора референтных проб, характеризующих геохронологические и изотопно-геохимические данные казахстанских и балтийских источников сноса. Черная жирная штрихпунктирная линия – условная граница между Зауральской зоной (восток Южного Урала) и структурами Северного Казахстана. Красные линии – контуры Кракинского (Кр) и Сакмарского (Ск) аллохтонов, сложенных комплексами, характерными для структур Восточно-Уральской мегазоны и надвинутыми на комплексы и структуры Западно-Уральской мегазоны. Остальные сокращения на схеме: БП – Башкирское поднятие, ТБЗ – Таганайско-Белорецкая зона (тектоническая единица) поднятия Уралтау, СЗ – объединенные Суваньякская и Максютовская зоны (тектонические единицы) поднятия Уралтау, ЗЗ – Зилаирская зона (синклинорий/прогиб).

8) светлых существенно кварцевых песчаников, вскрытых скв. 2-Ордовикская в Соль-Илецком блоке, расположенном на стыке ВЕП с Прикаспийской впадиной и Предуральским прогибом, относимых на основании сейсмостратиграфических корреляций [4] к ордовику (проба K15-501).

Полученные (количественно и качественно/методически представительные) результаты показаны на рис. 2. Их анализ и сопоставление с наборами данных, принятых как референтные для КМ [1] и для Балтики [3], позволяют сделать следующие выводы.

1. Ордовикские песчаники, распространенные вдоль трансекта КУБ, сформированы за счет накопления продуктов разрушения комплексов, участвующих в строении питающих провинций, существенно различающихся коровой изотопной эволюцией.

2. В изученных ордовикских песчаниках КМ доминируют  $dZr$  с возрастом от 1 до 2 млрд лет, минимально представлены  $Ar$ -зерна и единичные  $dZr$  с возрастом 700–800 млн лет. Подавляющее большинство «кокчетавских»  $dZr$  (в том числе и почти все  $Ar$ -зерна) характеризуются значениями  $\epsilon_{Hf} > 0$ , т.е. они – ювенильные. Это означает, что субстрат родительских (по отношению к изученным  $dZr$ ) магматических пород не содержал значительных количеств изотопно-зрелого (т.е. древнего) корового материала. Полученные Hf-изотопно-геохимические данные указывают на то, что породы, материнские по отношению к изученным  $dZr$  из ордовикских песчаников КМ, выплавлялись в основном во внутриокеанических (энсиматических) дугах.

3. Во всех изученных нами уральских пробах установлены  $dZr$  с вендским/эдиакарским и кембрийским возрастом, полностью отсутствующие в Кокчетавском и Волго-Уральском референтных наборах. Это указывает на чужеродность некоторых тектонических зон Южного Урала и к ВЕП, и к Казахстану, то есть изученные ордовикские обломочные породы разных тектонических зон Южного Урала были сформированы НЕ за счет накопления продуктов разрушения древних кристаллических комплексов КМ либо волго-уральской части Балтики.

4. Потенциальными источниками мезо- и неопротерозойских  $dZr$ , выявленных в ордовикских породах из разных зон Южного Урала, могли быть комплексы Свеконорвежского домена, Протоуральско-Тиманового орогена, кадомид фундамента Скифско-Туранской плиты



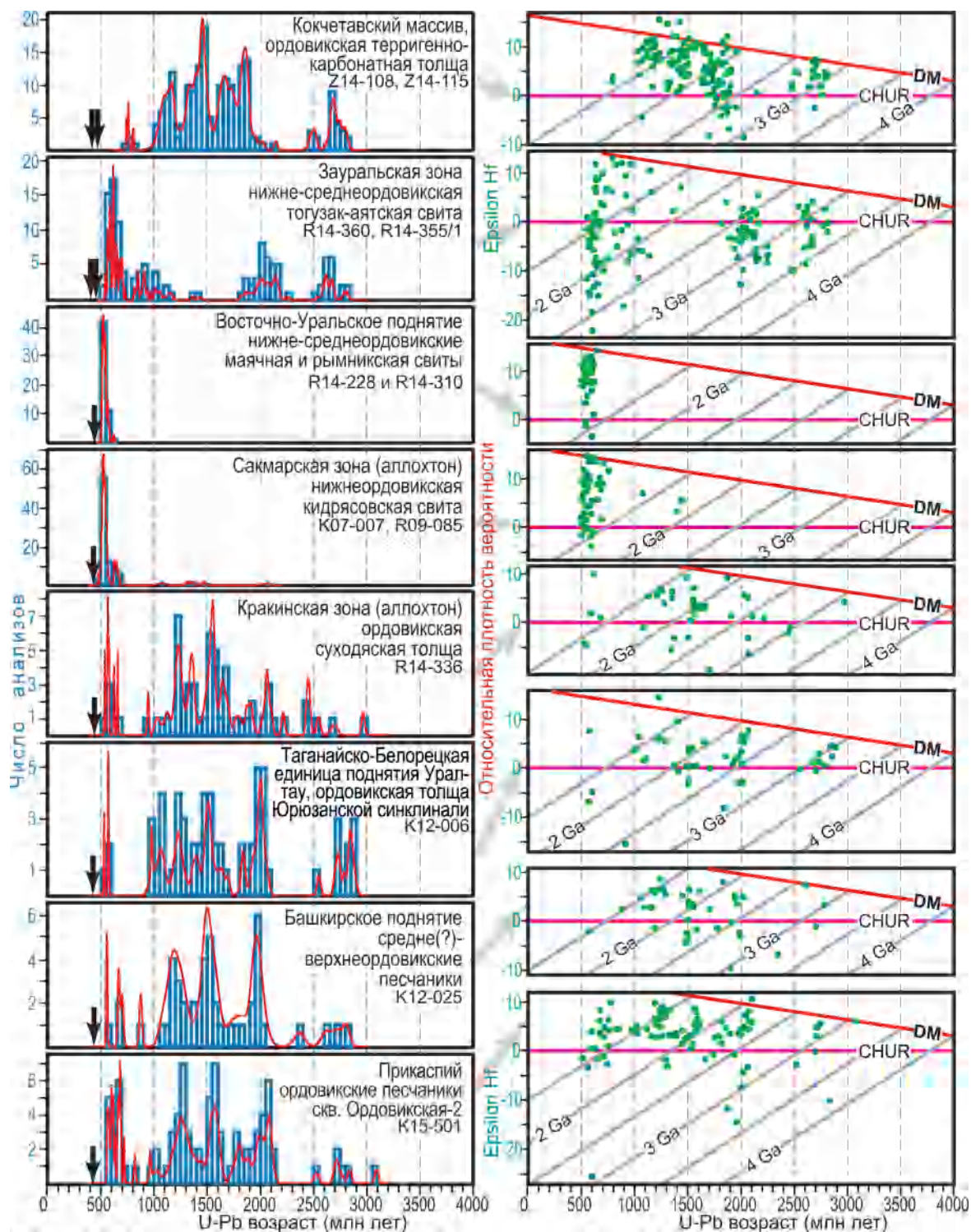


Рис. 2. Результаты (сгруппированные по зонам) изучения  $dZr$  из песчаников, участвующих в сложении ордовикских толщ разных тектонических зон вдоль трансекта «КУБ».

(вероятнее) либо комплексы неизвестного корового блока, располагавшегося в конце докембрия к востоку от Уральского края ВЕП.

Тематика исследований соответствует научным планам лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН и исследовательских проектов РФФИ № 16-05-00259 и 16-05-00519. Анализы и их обработка выполнены за счет средств РФФИ (14-27-00058) и МОН РФ (№ 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН и 2330 – РГУ НиГ), соответственно.

- [1] Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л. Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2015. Т. 464, № 5. С. 584–588.
- [2] Международная геологическая карта Центральной Азии и прилегающих территорий. Масштаб 1:2500000. 2008.
- [3] Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С. Первые результаты датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452, № 6. С. 642–645.
- [4] Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность / Ред. Ю.А. Волож, В.С. Парасына. М.: Научный мир, 2013. 264 с.





## КАДОМИДЫ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Н.Б. Кузнецов<sup>1,2</sup>, Т.В. Романюк<sup>2,3</sup>, С.В. Рудько<sup>1</sup>, Е.А. Белоусова<sup>4</sup>

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

<sup>2</sup> Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

<sup>3</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

<sup>4</sup> Сидней, Австралия, Университет Маквори / центр GEMOK

Цель изучения детритных цирконов (*dZr*) из ордовикских песчаников восточной части Прикаспийской впадины (Соль-Илецкий свод, скв. Ордовикская-2), разных зон Южного Урала и Кокчетавского массива (КМ) заключалась в определении природы и первичной тектонической принадлежности блоков земной коры, участвующих в современной структуре Южного Урала [2]; иными словами, в выявлении родственности/чужеродности этих зон по отношению к Балтике и/или эпикаледонскому Казахстанско-Киргизскому континенту (ККК).

Типичный провенанс-сигнал ККК охарактеризован пробами верхнерифейских [1] и ордовикских [2] песчаников из КМ. Особенности провенанс-сигнала, характерного для волго-уральской части Балтики, получены на основе изучения песчаников, участвующих в сложении разных стратиграфических уровней типовых разрезов рифея в Башкирском поднятии [3].

Полученные возрастные спектры *dZr* для ордовикских песчаников из всех Восточно-Уральских зон и Сакмарского аллохтона резко отличны как от спектров возрастов *dZr*, характерных для Волго-Уралии, так и от спектров возрастов, характерных для КМ [2]. Эти отличия заключаются в том, что в наборах возрастов *dZr* отчетливо доминирует позднепротерозойско-кембрийская популяция, не характерная ни для Волго-Уралии, ни для ККК. Эта же особенность спектра возрастов *dZr* установлена и для ордовикских песчаников Соль-Илецкого свода (рис. 1, слева).

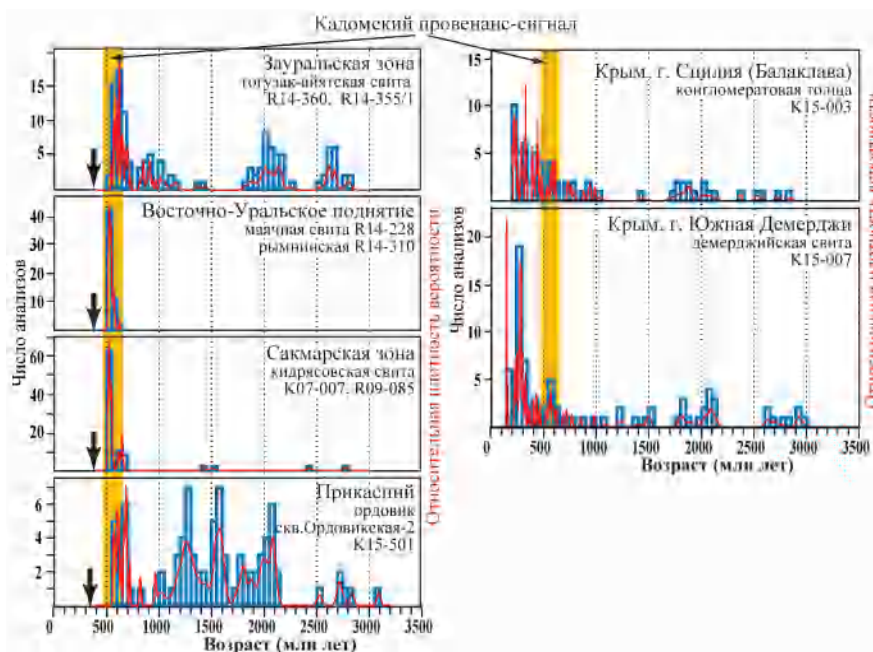


Рис. 1. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов детритных цирконов из изученных проб.



**Рис. 2. Концептуальная схема размещения главных тектонических единиц (областей с платформенным стилем строения и складчатых поясов) западной части Северной Евразии.** Схема составлена на основе имиджа, экспортированного из программного пакета GoogleEarth. Красные звезды и относящиеся к ним наборы символов соответствуют местоположению проб на *dZr* и идентификационным номерам (ID) этих проб, показанным на рис. 1 в прописях к гистограммам. Остальные комментарии в тексте.

Известно, что популяции *dZr* с позднепротерозойско-кембрийским возрастом типичны для толщ, сложенных продуктами эрозии кадомско-авалонских блоков Анатолии, Центральной и Западной Европы (см. обзор в [6]) (рис. 2, желтые звезды). Назовем эту популяцию – кадомский провенанс-сигнал. Таким образом, наши новые результаты являются первыми свидетельствами существования кадомских блоков в Северном Прикаспии и на Южном Урале.

Для того чтобы проследить пояс эпикадомских террейнов из Западной и Центральной Европы в Северный Прикаспий и на Южный Урал, мы провели изучение *dZr* из образцов мезозойских обломочных пород, участвующих в строении киммерид Северного Причерноморья. В частности, нами изучены *dZr* из песчаников двух известных в Крыму и хорошо изученных объектов – песчаников, слагающих линзы в верхнеюрских конгломератах на западном слоне г. Южная Демерджи [4] и у восточного подножья вершинной части г. Спилля к востоку от Балаклавы (новые данные). В обоих пробах выявлен отчетливый кадомский провенанс-сигнал (см. рис. 1, справа).

Эти данные совместно с фрагментарными сведениями, касающимися возраста *dZr* из пород палеозойских комплексов Большого Кавказа (где также установлен кадомский провенанс сигнал [5]), подтверждают предположение о том, что пояс кадомских террейнов из Западной и Центральной Европы через Причерноморье и Большой Кавказ протягивается в Северный Прикаспий и на Южный Урал, то есть в западную часть Центрально-Азиатского (Урало-Монгольского) складчатого пояса (рис. 2).

Тематика исследований соответствует научным планам лабораторий геодинамики позднего докембрия и фанерозоя и седиментологии и геохимии осадочных бассейнов ГИН РАН и исследовательским проектам РФФИ № 16-05-00259, 16-05-00519 и 15-05-08767. Анализы и их обработка выполнены за счет средств РФ (14-27-00058) и МОН РФ (№ 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН и 2330 – РГУ НиГ), соответственно.

[1] Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л. Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2015. Т. 464, № 5. С. 584–588.

[2] Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Рязанцев А.В., Белоусова Е.А., Третьяков А.А., Толмачева Т.Ю. Результаты U/Pb-изотопного датирования и изучения Lu/Hf-изотопно-геохимических харак-

- теристик обломочных цирконов из ордовикских толщ Южного Урала и Кокчетавского массива // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 149–152 (наст. выпуск).
- [3] Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С. Первые результаты датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452, № 6. С. 642–645.
- [4] Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А. Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // ДАН (в печати).
- [5] Сомин М.Л., Натанов Л.М., Белоусова Е.А., Крёнер А., Конилов А.Н., Камзолкин В.А. Псевдофундамент в доальпийской структуре Передового хребта Северного Кавказа // ДАН. 2013. Т. 450, № 4. С. 445–449.
- [6] Henderson B.J., Collins W., Murphy B., Gutierrez-Alonso G., Hand M. Gondwanan basement terranes of the Variscan-Appalachian orogen: Baltican, Saharan and West African hafnium isotopic fingerprints in Avalonia, Iberia and the Armorican Terranes // Tectonophysics. 2016. V. 681. P. 278–304.



## ХАРАКТЕР ГРАНИЦ (СДВИГИ ИЛИ НАДВИГИ?) МЕЖДУ ВОСТОЧНО- И ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКИМ БЛОКАМИ ДОКЕМБРИЯ В СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЕ ЗААНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: АНАЛИЗ ЛИТЕРАТУРЫ И «ВЕСТИ С ПОЛЕЙ»

Н.Б. Кузнецов<sup>1,2,3</sup>, А.В. Шацилло<sup>3</sup>, С.В. Рудько<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Москва, Геологический институт РАН, kouzniebor@mail.ru, rudserega@ya.ru

<sup>2</sup>Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

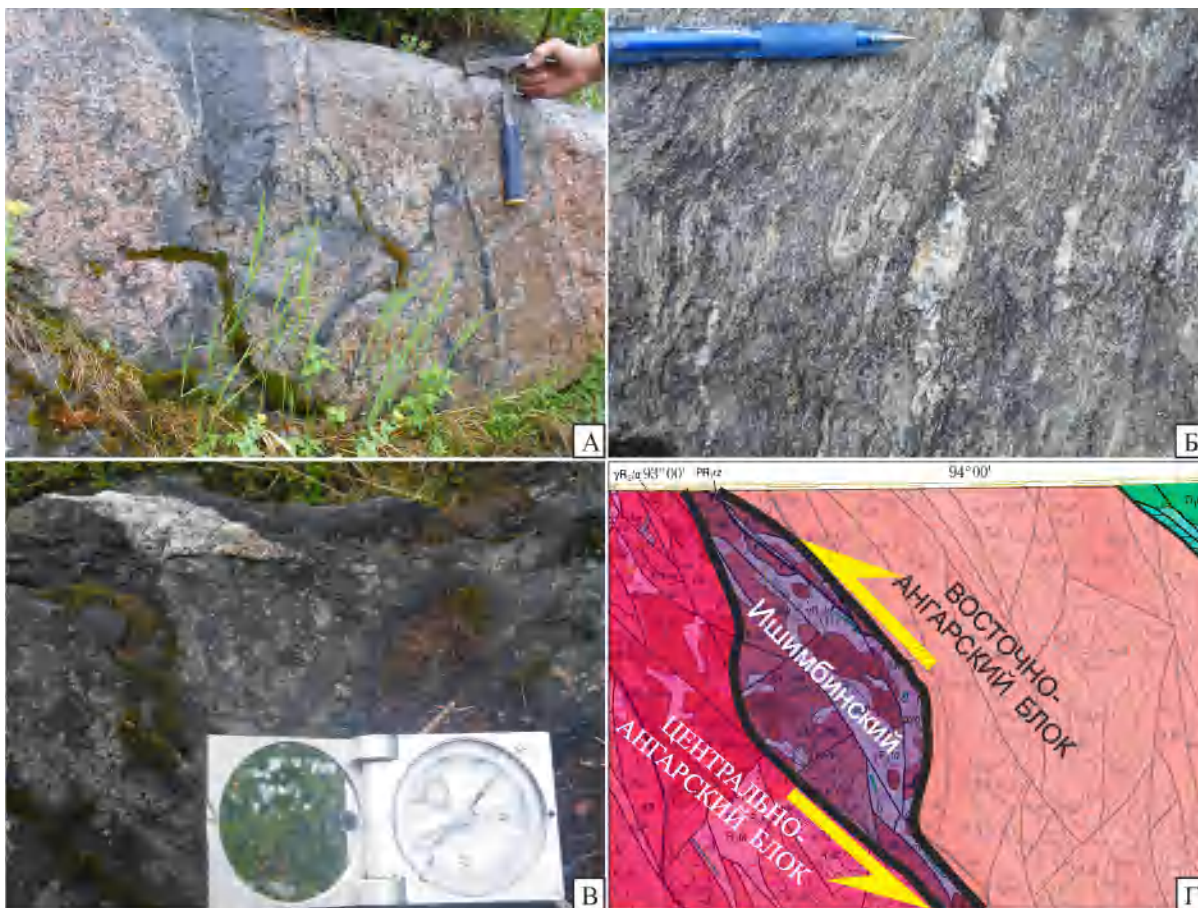
<sup>3</sup>Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

Во многих работах по докембрию заангарской части Енисейского кряжа отмечено, что этот регион представляет собой крупную коллизионно-аккреционную структуру, консолидированную в позднем рифее. Большая часть публикаций последних 10–15 лет по докембрию Заангарья принадлежит новосибирским исследователям, представляющим две группы – ЛНР (И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто и их постоянные соавторы) и ВММ (В.А. и А.Е. Верниковские, Д.В. Метелкин, Н.Ю. Матушкин и их постоянные соавторы). В работах представителей этих групп по-разному интерпретировано строение региона и реконструирована его позднедокембрийская эволюция. Основные различия заключаются в подходе к пониманию роли и значения тектономагматических событий, одновозрастных проявленному во многих регионах мира гренвильскому (свеконорвежскому) орогенезу. Представители группы ЛНР в своих работах обосновывают гренвильские тектономагматические события в докембрийской истории региона Енисейского кряжа, а представители группы ВММ их полностью отрицают. Несмотря на эти очевидные различия в подходах, в настоящее время существует консенсус в отношении понимания тектонической зональности Заангарья. Здесь выделяют Восточно-Ангарский блок (ВАБ), Центрально-Ангарский блок (ЦАБ) и Исаковский блок. Эти блоки разделены тектонической зоной (Татарско-Ишимбинской зоной, по [1, 2 и ссылки в них]), ограниченной надвигами, осложненными сдвиговыми смещениями. При этом существуют два заметно различных подхода к пониманию тектонической природы и первичной тектонической принадлежности ЦАБ. Так, представители группы ВММ понимают ЦАБ как террейн, чужеродный по отношению к сопряженному с ним в современной структуре краю Сибирской платформы [1], тогда как с позиций представителей группы ЛНР – это элемент позднедокембрийской окраины Сибири [2]. Очевидно, что решение проблемы первичной тектонической природы ЦАБ зависит от понимания первичного характера границы между ним и ВАБ, а также от результатов корреляции верхнедокембрийских толщ, распространенных по обе стороны от этой границы.

В рамках подхода, поддерживаемого группой ЛНР, Татарско-Ишимбинская зона трактуется как реликт среднерифейского Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса, сформированного при рифтогенезе на окраине Сибири [2]. При этом верхнедокембрийские толщи ЦАБ и ВАБ не различаются. В противоположность этому при террейновом подходе, поддерживаемом группой ВММ, граница между ЦАБ и ВАБ представляет собой сутуру. По этой сутуре в середине позднего рифея (на временном рубеже ~760–750 млн лет) были сочленены (совмещены) находящиеся в положении автохтона комплексы и структуры пассивной окраины Сибирской платформы (ВАБ) и находящиеся в положении аллохтона комплексы и структуры ЦАБ – террейна, чужеродного по отношению к краю Сибирской платформы [1]. При этом верхнедокембрийские толщи ЦАБ и ВАБ считаются разнородными. Более того, в работе [1] сформулировано утверждение, что «вопросы взаимоотношений выделяемых серий, их возраста и формационной принадлежности всегда были остро дискуссионными в силу попыток коррелировать близкие по составу отложения в так называемых разных структурно-формационных зонах ..., т.е. в разных по своей геодинамической природе и палеогеографическому положению террейнах...».

С 2013 г. мы проводим исследования на севере Енисейского кряжа и сначала работали лишь в периферических частях Заангарья – в бассейнах рек Чапа, Тея, Теря, Иркенева и по





**Признаки левосдвиговых смещений на границе между Восточно- и Центрально-Ангарским блоками заангарской части Енисейского кряжа.** *А* и *Б* – в разной степени blastsмилонитизированные граниты Ерудинского массива, дислоцированные в асимметричные левосдвиговые складки с крутыми шарнирами; *В* – асимметричная будина (показатель левосдвигового смещения) пегматоидного гранита в эпигранитных blastsмилонитах Ерудинского массива; *Г* – Чиримбинско-Ерудинский участок Ишимбинской сдвиговой зоны, маркирующей границу между ВАБ и ЦАБ (основа рисунка – фрагмент Государственной геологической карты третьего поколения, лист Q-46 (1:1000000), составленной Л.К. Качевским, В.К. Зуевым и др. в 2005 г.).

р. Аргара ниже устья р. Иркинеева, т.е. в основном в **ВАБ**. В 2016 г. мы пересекли кряж по рекам Чиримба (от моста на Североенисейском тракте), Б. Пит (от устья Чиримбы и до впадения в Енисей) и по Енисею (от пос. Усть-Пит до пос. Назимово), т.е. в **ЦАБ**. Представляя здесь «вести с полей» 2016 г., отметим, что в бассейне р. Б. Пит широким распространением пользуются неметаморфизованные, хотя местами и довольно сильно тектонизированные, верхнедокембрийские толщи (горбилоская, удерейская, погорюйская, потаскуйская, шунтарская свиты и др.), относимые традиционно [5] к сухопитской и тунгусикской сериям, фактически не отличающиеся по составу и внутреннему строению от одноименных толщ, выделяемых в **ВАБ**. Это может означать, что нет особенных оснований для утверждений о чужеродности верхнедокембрийских толщ **ЦАБ** по отношению к разновозрастным образованиям **ВАБ**. А уж если, как полагают фактически все исследователи региона [1, 2, 5 и др.], **ВАБ** – это фрагмент Сибирской окраины, то и **ЦАБ** является ее частью.

Несмотря на такой вывод, мы все же понимаем, что различия в современном геологическом строении **ЦАБ** и **ВАБ** существуют и заключаются в том, что севернее бассейна р. Б. Пит в структуре **ЦАБ** широко распространены гранитоиды, а также глубоко и неоднократно метаморфизованные образования. Однако по результатам исследований гранитоидов и кремнекислых членов вулканоплутонических ассоциаций **ЦАБ** [2 и др.] Sm/Nd-модельные возрасты магмогенерирующего субстрата **ЦАБ** характерны для времени становления кристаллических комплексов Тунгусского домена фундамента Сибири. При этом во многих случаях в гранитоидах **ЦАБ** установлены ксенокристы циркона с возрастными характеристиками, характерными для кристаллических

комплексов фундамента Сибири. Кроме того, в породах из докембрийских метаосадочных толщ **ЦАБ** установлены раннедокембрийские детритные цирконы, среди которых доминируют зерна со средневзвешенными возрастaми 1.84–1.87 млрд лет [4]. Отметим также, что по результатам изучения Sm/Nd-изотопной системы в пелитах и метапелитах их верхнедокембрийских толщ **ЦАБ** [3] модельные возрастa источников сноса попадают в диапазон значений от ~1.8 до ~2.7 млрд лет с максимумом на кривой плотности вероятности распределений модельных возрастa чуть менее 2.0 млрд лет. Все это также не дает оснований предполагать чужеродность **ЦАБ** по отношению к Сибири.

Структурно-геологические наблюдения, выполненные в ходе наших полевых исследований 2016 г., позволяют сделать предварительный вывод о том, что зона сочленения **ЦАБ** и **ВАБ** – это крупная зона сдвига, дать оценку амплитуды смещения по которому пока не удалось (рисунок).

Работы проведены в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН. Полевые исследования финансированы МОН РФ (договор № 14.Z50.31.0017) и РФФИ (проект № 15-35-21059), синтез материалов по Енисейскому кряжу проведен при финансовой поддержке – РФФИ (проект № 14-27-00058) и МОН РФ (договор № 14.Z50.31.0017 и Госзадание № 2330).

- [1] Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 63–90.
- [2] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 32–53.
- [3] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В. и др. Sm–Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возрастa источника сноса // ДАН. 2008. Т. 423, № 6. С. 795–800.
- [4] Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Туркина О.М. Нижнепротерозойские метаосадочные комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона: строение и состав, источники сноса, возрастные рубежи формирования, особенности металлогении // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней. Томск: НИ Томский политехнический университет. 2013. С. 247–250.
- [5] Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 9. С. 921–933.



## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГАББРОИДОВ В ЗОНЕ КАЧИКСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО РАЗЛОМА (ЮЖНЫЙ САНГИЛЕН, РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

Л.Г. Кузнецова

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

Исследован состав раннепалеозойских габброидов, ассоциированных с гранитами и редкометалльными сподуменовыми пегматитами Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП) протяженностью более 120 км, включающего около двадцати проявлений сподуменовых пегматитов и крупное месторождение лития Тастыг. Размещение интрузивных тел габброидов, как и редкометалльных пегматитов, контролируется зоной субширотного регионального Качикского разлома. Изучение форм проявления и геологических взаимоотношений габброидов с гранитами и редкометалльными пегматитами ЮСП, для которых ранее нами был установлен раннепалеозойский возраст [1], показало их сближенность с некоторыми из них и позволило выявить два различных комплекса мафических пород.

Габбро-1 тесно связаны с гранитоидами диорит-кварц-диорит-гранодиоритовой ассоциации, которые слагают в основном небольшие интрузии, образующие цепочку вдоль Качикского разлома в западной и центральной части ЮСП. Наиболее крупный массив этих пород расположен в верховье р. Церигийн-Гол. Габбро-1 нередко слагают краевые части этих интрузий, и во всех породах ассоциации наблюдается множество их ксенолитов всех размеров. Поскольку для гранодиоритов Верхнецеригийнгольского массива определен возраст  $517 \pm 7$  млн лет [1] (U-Pb по цирконам, SHRIMP-II), прорываемые ими габбро-1 еще старше и внедрились, видимо, на начальной стадии коллизионного орогенеза, происходившего, как установлено для Западного Сангилена, в интервале 520–480 млн лет [2].

Габбро и габбро-диориты-1 представляют собой мелко- и среднезернистые, плагиоклаз-амфиболовые с редкими реликтами клинопироксена разгнейсованные породы. По химическому составу они относятся к низкотитанистым ( $TiO_2 \leq 1$  %) габброидам низкой и нормальной щелочности ( $SiO_2 = 45-54$  %,  $Na_2O + K_2O \leq 3.5$  %) с показателем  $Mg\#$ , варьирующимся от 88 до 65, и с низкими содержаниями некогерентных элементов, в том числе Nb 3–5 г/т. На классификационной диаграмме Zr/Ti-Nb/Y по [3] их составы попадают в поле базальтов и андезитов-базальтов. На диаграмме Th-Hf/3-Ta по [4], где нанесены поля тектонических обстановок, почти все точки составов габбро-1 находятся в поле VAB (базальтов вулканических дуг), образуя в нем линейный тренд от границы с полем MORB к вершине Th, отражающий обогащение мантийного источника расплавов в зоне субдукции.

Габбро-2 образуют протяженные (сотни метров) дайки мощностью от 2 до 20–50 м. Они внедрились по трещинам во вмещающих известняках и также сгруппированы вблизи Качикского разлома. Они секут гранодиориты диорит-кварц-диорит-гранодиоритовой ассоциации с установленным возрастом  $517 \pm 7$  млн лет и сами прорваны жилами редкометалльных пегматитов, для которых определен возраст  $492 \pm 6$  млн лет [1]. Небольшие ксенолиты габбро-2 найдены также в биотитовых гранитах повышенной калиевой щелочности кыстарысского комплекса, возраст которых –  $489 \pm 6$  млн лет [1] – позволяет отнести их к позднеколлизионным. Предполагается, что было два импульса внедрения габбро-2, что подтверждается структурными различиями пород и секущими взаимоотношениями даек. Базиты первого импульса очень сильно разгнейсованы и амфиболизированы и, по-видимому, внедрились во время интенсивных подвижек вдоль Качикского разлома на позднеколлизионном этапе [2], а базиты второго импульса внедрились позднее и сохранили свою первичную долеритовую структуру. Последние представляют мелко- и среднезернистые массивные породы, сложенные клинопироксеном и плагиоклазом с большим количеством акцессорных Fe-Ti-оксидов и апатита. По химическому составу

обе разновидности габбро-2 относятся к высокотитанистым монцо-габбро с  $TiO_2=2.4-3.2\%$ ,  $SiO_2=45-49\%$ ,  $Na_2O+K_2O=4.0-5.6\%$  и показателем  $Mg\#$ , варьирующимся от 62 до 45. Их отличают высокие содержания некогерентных элементов, в том числе Nb (25–45 г/т) – более высокие у базитов 1-го импульса. На классификационной диаграмме Zr/Ti–Nb/Y по [3] составы базитов первого импульса попадают в поле щелочных базальтов, а составы базитов второго импульса – на его границу с полем базальтов. На диаграмме Th–Hf/3-Ta по [4], где нанесены поля тектонических обстановок, точки составов габбро-2 находятся в полях WPB и (WPB+MORB).

Проведенные исследования показали, что в Южно-Сангиленском поясе редкометалльных пегматитов, вытянутом вдоль субширотного Качикского разлома, базитовый магматизм проявлялся как на раннеколлизиионном, так и на позднеколлизиионном – переходном к трансформно-сдвиговому – этапах тектогенеза. Габбро-1 раннеколлизиионного этапа по редкоэлементному составу сопоставимы с «примитивными» островодужными базальтами, обогащенными субдукционной компонентой. Габбро-2 повышенной щелочности, внедрившиеся на позднеколлизиионном этапе, обогащены некогерентными элементами и обнаруживают сходство с базальтами типа OIB. Их образование могло быть связано с влиянием Алтае-Саянского мантийного плюма [2]. Изменение в ходе коллизиионного орогенеза состава мантийных источников отразилось на геохимических особенностях и металлогенической специализации не только базитов, но и ассоциированных с ними гранитоидов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-06709-а

- [1] Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометалльных пегматитах Республики Тыва // Материалы всероссийского научно-практического совещания «Литий России». Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. С. 65–70.
- [2] Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 177–201.
- [3] 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.
- [4] Wood D.A. The application of the Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planetary Science Letters. 1980. V. 50. P. 11–30.





## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ И БОГАТЫХ ЛИТИЕМ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ХУСУИНГОЛЬСКОГО ПОЛЯ (САНГИЛЕНСКОЕ НАГОРЬЕ) И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Л.Г. Кузнецова<sup>1</sup>, С.И. Дриль<sup>1</sup>, С.П. Шокальский<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Sergey\_Shokalsky@vsegei.ru

Во внутриконтинентальных складчатых областях, где распространены редкометалльные пегматиты, нередко наблюдается сложное сочетание палеогеодинамических режимов, обусловивших очень продолжительные периоды магматической активности [1]. Кроме того, эти области характеризуются крайне неоднородным составом коры и, как следствие, очень разнообразным составом гранитоидов. В таких условиях невозможно выявить генетические связи редкометалльных пегматитовых месторождений с конкретными гранитными комплексами и установить геодинамические обстановки их формирования без проведения детальных геохимических и изотопно-геохронологических исследований. В данной работе представлены результаты таких исследований для гранитов и редкометалльных пегматитов Хусуингольского поля в составе Южно-Сангиленского пегматитового пояса.

Практическая значимость исследований обусловлена тем, что в Хусуингольском поле находится крупное промышленное месторождение лития Тастыг и еще ряд литиевых проявлений, расположенных в экзоконтактовой зоне Дзос-Хусуингольского гранитного массива. Вмещающие породы – мраморизованные известняки нарынского комплекса (V-С1). Изучение геологических взаимоотношений и вещественного состава гранитоидов Хусуингольского поля позволяет выделить в его пределах: (1) полигенные массивы (включая Дзос-Хусуингольский), сложенные ранними плагиогранитоидами и более поздними натрово-калиевыми слюдяными гранитами и лейкогранитами, (2) малые тела диоритов, гранодиоритов и пегматоидных лейкогранитов, а также (3) наиболее поздние сподуменсодержащие пегматитовые жилы и дайки.

Возраст основных разновидностей гранитоидов Дзос-Хусуингольского массива и ассоциированных с ними сподуменовых пегматитов, согласно полученным нами данным (ВСЕГЕИ, SHRIMP, U-Pb по цирконам), соответствует позднему кембрию – раннему ордовику, и составляет (млн лет): для плагиогранитоидов из краевой части Дзос-Хусуингольского массива –  $507 \pm 6$ ; для порфириовидных биотитовых гранитов кыстарысского комплекса, слагающих его основную часть, –  $489 \pm 4$ ; для сподуменовых пегматитов месторождения Тастыг –  $483 \pm 13$ . Таким образом, он отвечает интервалу проявления раннепалеозойского коллизионного орогенеза (520–480 млн лет), установленного на Западном Сангилене [1].

Плагиогранитоиды залегают в краевой части полигенного Дзос-Хусуингольского батолита и представлены гнейсовидными тоналитами, биотитовыми плагиогранитами (1-я фаза) и лейкоплагиогранитами (2-я фаза). Они принадлежат известково-щелочной серии и характеризуются повышенными значениями коэффициента железистости ( $fFe^* = 0.80-0.83$ ) и содержаний Al, Ba, Sr при пониженных концентрациях Zr, Hf, Nb, Ta, Y. Суммы P3Э (70–130 г/т) понижены из-за обедненности тяжелыми P3Э, вследствие чего  $(La/Yb)_N$  достигает 33–65; европиевый минимум отсутствует ( $Eu/Eu^* = 0.9-1.1$ ). По этим геохимическим признакам плагиогранитоиды проявляют сходство с высококремнистыми адакитами, что указывает на их образование из расплавов, формировавшихся в высокобарических условиях нижней части утолщенной земной коры [2]. Исследование изотопных систем Sm-Nd, Rb-Sr этих пород показало  $\epsilon Nd(507 MA) = (-0.7) - (-4.8)$  при величине  $^{87}Sr/^{86}Sr(0) = 0.70611-0.70673$ , что подтверждают их нижнекоровое происхождение и рифейский модельный возраст протолита  $TNd(DM-2) = 1312-1330$  млн лет. На

дискриминационных диаграммах Nb–Y и Rb–(Y+NB) точки их составов попадают в поле гранитоидов вулканических дуг.

Основной объем в Дзос-Хусуингольском батолите занимают крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты кыстарысского комплекса. Они характеризуются пониженной кремнекислотностью ( $\text{SiO}_2=67\text{--}71\%$ ), умеренными глиноземистостью ( $A/\text{CNK}=1.0\text{--}1.1$ ) и щелочностью ( $\text{Кагп}=0.76\text{--}0.86$ ), повышенными железистостью ( $f\text{Fe}^*=0.84\text{--}0.93$ ) и калиевостью ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.7\text{--}0.8$ ). При этом породы обеднены Sr и Ba, и обогащены Li, Rb, Zr, Y, Nb, Th, PЗЭ. Спектры PЗЭ в них асимметричны ( $\text{La}/\text{Yb}N=10\text{--}20$ ) и обладают глубоким европиевым минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.3\text{--}0.5$ ). На дискриминационных диаграммах Nb–Y и Rb–(Y+NB) точки составов этих гранитов попадают на границу полей внутриплитных и постколлизийных обстановок. Они имеют величины  $\epsilon\text{Nd}(489\text{ MA})=(-1.6)\text{--}(-3.0)$  и также рифейский модельный изотопный возраст –  $\text{TNd}(\text{DM-2})=1382\text{--}1484$  млн лет.

Сподуменовые пегматиты месторождения Тастыг образуют рои сближенных субвертикальных протяженных, временами изогнутых в плане даек и жил длиной до 500–600 м, мощностью 1–25 м, внедрившихся в трещины отслоения во вмещающих породах – известняках нарынского комплекса. Их тела сложены в основном мелко- или среднезернистым кварцсподумен-полевошпатовым агрегатом. Нормативный состав пород близок эвтектике [3]. Средний валовый состав пегматитов месторождения Тастыг соответствует высокоглиноземистому граниту-лейкограниту с показателями  $A/\text{CNK}=1.3\text{--}1.4$  (мол),  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.3\text{--}1.5$ . Содержания магмофильных летучих в породах очень низкие ( $F\leq 0.1$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3\leq 0.01$ ,  $\text{H}_2\text{O}\leq 0.2$  мас. %), что не дает объяснения аномальному накоплению в редкометалльных пегматитах лития (до 4.3 мас. %  $\text{Li}_2\text{O}$ ), а также Rb, Ta, Sn, Be. Поскольку во флюидных включениях в минералах пегматитов преобладают углеродсодержащие газы и азот, обычно являющиеся компонентами глубинных флюидных потоков, возможен перенос ими Li и других редких элементов в виде металлоорганических соединений. Изотопные Sm-Nd характеристики пегматитов месторождения Тастыг с умеренными содержаниями  $\text{Li}_2\text{O}$  (1.2–1.7 %) и, соответственно, сподумена лежат в пределах  $\epsilon\text{Nd}(488\text{--}483\text{ MA})=(-1.7)\text{--}(-3.1)$ , а интервал их модельных изотопных возрастов –  $\text{TNd}(\text{DM-2})=1372\text{--}1483$  млн лет, что совпадает с таковыми в биотитовых порфировидных гранитах главной фазы массива.

Полученные нами новые данные о геологической позиции, составе и возрасте трех типов гранитоидов Хусуингольского пегматитового поля указывают на тесную пространственную и временную связь промышленных литиевых пегматитов с раннепалеозойским коллизийным батолитовым магматизмом, проявленным на юго-востоке массива Сангилен, а их образование соответствует переходу от геодинамических обстановок коллизийного сжатия к обстановкам сосдвигового растяжения (480–460 млн лет) на Сангиле [1]. Граниты двух комплексов, представленных в Дзос-Хусуингольском батолите, характеризуются геохимическими особенностями, указывающими на условия их выплавления. Формирование плагиогранитоидов ранней стадии ( $506.8\pm 6.2$  млн лет) проходило в условиях коллизийного орогенеза и может объясняться частичным плавлением в высокобарических условиях специфического субстрата (базальтового состава): или относительно древнего, залегающего в подошве утолщенной коры (что вероятнее), или же фрагментов слэба относительно молодой океанической коры, тектонически обособленных в ходе коллизии [4, 5]. Более поздние ( $489\pm 4$  млн лет) натриево-калиевые граниты повышенной общей и калиевой щелочности типичны для поздне- и постколлизийного этапов магматизма [6]. Источниками выявленных в них повышенных содержаний щелочей и некогерентных редких элементов может быть нижняя кора, метасоматически измененная под воздействием мантийных флюидов [6].

Несмотря на отсутствие признаков прямой генетической связи сподуменовых пегматитов с гранитами кыстарысского комплекса, особенности их редкоэлементного состава и близость Nd-изотопных характеристик представительных проб пегматита месторождения Тастыг с таковыми в биотитовых порфировидных гранитах главной фазы Дзос-Хусуингольского массива свидетельствуют о их парагенетической взаимосвязи, что важно для разработки критериев металлогенетического прогнозирования в данном регионе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-06709-а

[1] Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибиер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // ДАН. 2005. Т. 405, № 2. С. 82–88.

- [2] *Арт Дж.Г.* Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99–105.
- [3] *Stewart D.B.* Petrogenesis of lithium-rich pegmatites // *American Mineralogist*. 1978. V. 63. P. 970–980.
- [4] *Petford N., Altherton M.* Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust // *Journal of Petrology*. 1996. V. 37, № 6. P. 1491–1521.
- [5] *Sajona F.G., Mauri R.C., Pubellier M., Leterrier J., Bellon H., Cotton J.* Magmatic source enrichment by slab-derived melts in young post-collision setting, Central Mindango (Phillipines) // *Lithos*. 2000. V. 54. P. 173–206.
- [6] *Liegeois J-P., Navez J., Hertogen J., Black R.* Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 1–28.



## ФАДДЕЕВСКИЙ «ТЕРРЕЙН» И СТАНОВСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС ТАЙМЫРА: ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПО ОПУБЛИКОВАННЫМ ДАННЫМ И ПОЛЕВЫМ ВПЕЧАТЛЕНИЯМ 2016 г.

А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова

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

Таймырский полуостров включает три складчатых пояса: Южный (деформированный палеозойский чехол Сибирской платформы), Центральный (преимущественно докембрийские островодужные, океанические и континентальные породы) и Северный (окраина Карского микроконтинента, надвинутая на окраину Сибирского палеоконтинента). В докладе обсуждается строение СВ части Центрального пояса, где авторы проводили наблюдения летом 2016 г. в составе полевого отряда ВСЕГЕИ. Исследованная территория включает два известных проблемных объекта: Фаддеевский метаморфический комплекс, предположительно древнего возраста, и неопротерозойский(?) Становский офиолитовый пояс. Их изучение важно для понимания строения всей Центрально-Таймырской зоны и для реконструкции докембрийской геологической истории Таймырской окраины Сибирского палеоконтинента.

**Фаддеевский метаморфический комплекс** включает породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, которые местами мигматизированы, неравномерно диафторированы, милонитизированы и прорваны гранитоидами. С большей или меньшей степенью уверенности среди них выделяется 8 типов пород.

1. Метаосадочные породы (мраморы, метапелиты, метапсаммиты), которые мало отличаются от аналогичных пород, распространенных в других частях Центрально-Таймырского пояса (октябрьская, ждановская, лаптевская и другие свиты).

2. Метавулканиты кислого и среднего состава, обычно рассланцеванные или разнейсованные, их первичная природа определяется неуверенно. Аналогичные породы датированы на соседней территории по трем пробам: 870, 850 и 825 млн лет (конкордантные кластеры из 18, 12 и 9 анализов соответственно) [1].

3. Амфиболиты (метабазальты или метадолериты), которые образуют согласные тела мощностью в метры или десятки метров среди любых других пород. Подобные породы также распространены далеко за пределами Фаддеевского «выступа», где описаны в составе быррангского или севербыррангского комплекса [2, 4 и др.].

4. Габброиды, которые обычно сохраняют первичную структуру, и метаанортозиты. Сходны с габброидами, датированными на соседней площади как 1365–1300 млн лет [2 и ссылки в этой работе].

5. Гранулитоподобные гранат-кварц-биотит-полевошпатовые гранобластовые породы, лишенные сланцеватости, обычно пронизанные перемьятыми мигматитовыми жилками и гранитными жилами.

6. Плаггиомигматиты и жильные плаггиограниты – белые породы иногда с незначительным мусковитом или гранатом.

7. Порфиробластовые двуполевошпатовые гранитоиды и порфиroidные двуполевошпатовые граниты. Последние датированы на прилегающих территориях как 855, 850, 845, 840, 835, 830, 825 млн лет для разных массивов [1–4].

8. Кроме того, присутствует множество труднодиагностируемых пород, часто милонитизированных или разнейсованных, не включенных в этот перечень. Для одной из таких разновидностей, которая идентифицирована как милонитизированный гранитогнейс Фаддеевского комплекса, А.А. Макарьев приводит данные по детритовым(?) цирконам. Им проанализировано 57 зерен, которые дали интервал возрастов 1750–2450 млн лет [4].

**Становский офиолитовый пояс** представлен одной фрагментарно обнаженной, изогнутой пластиной серпентинита максимальной мощностью до 400 м и длиной 10 км, которая об-

нажается вдоль долины р. Становая. Это массивные антигоритовые серпентиниты с реликтами гарцбургитовой структуры и развальцованные лизардит-хризотилитовые серпентиниты. Они мало отличаются от подобных пород в палеозойских и мезозойских офиолитовых поясах. Зоны меланжа, включающие какие-либо другие породы, отсутствуют. Есть еще один незначительный выход серпентинита (0.5×0.5 км) среди четвертичных пород в 15 км северо-восточнее основной пластины. К офиолитовой ассоциации нами также предположительно отнесены локально распространенные вблизи серпентинитов специфические разновидности метабазитов, отсутствующие на остальной территории. Присутствие таких специфических пород, пространственно связанных с серпентинитами, косвенно указывает на то, что другие разновидности метабазитов, широко распространенные в регионе (пункты 3 и 4 предыдущего раздела), с офиолитами не связаны. У нас пока нет данных о геодинамической обстановке формирования офиолитов, их структурной приуроченности, о возрасте океанической коры и времени ее обдукции.

**Син- и посторогенные отложения** позднего докембрия представлены выдержанной последовательностью пород, которая включает грубообломочные отложения становской свиты, согласно перекрытые доломитовой и сланцевой толщами. Комплекс местами содержит внутриплитные вулканиты. Считается, что он несогласно перекрывает все метаморфические породы и сложен неметаморфизованными узнаваемыми специфическими разновидностями [напр. 3, 4].

Выяснилось, что породы становской свиты неравномерно метаморфизованы и на отдельных участках содержат порфиробласты новообразованного КПШ. Местами они содержат гранито- и риолитоподобные породы, которые, вероятно, образовались за счет обломочных пород аркозового состава. Характерные для толщи конгломераты с кварцевыми гальками оказались большей частью приурочены не к подошве свиты, но к ее кровле. Установлено происхождение окрашенных в лиловые и красноватые цвета кварцевых галек, типичных для становских конгломератов. Оказалось, что окраска породы вызвана их пребыванием в предстановской коре выветривания, которая сохранилась в СЗ части изученной площади.

В работе [2] приведены данные о детритовых цирконах становской толщи (50 анализов), которые выявили бимодальное распределение возрастов. Две трети зерен имеют палеопротерозойский возраст в интервале 1750–2400 млн лет (приблизительно соответствует возрасту фундамента Сибирского кратона), одна треть имеет неопротерозойский возраст в интервале 950–850 млн лет. Древний интервал, вероятно, представлен цирконами, переотложенными из подстилающих метаморфических пород.

#### **Выводы:**

1. Фаддеевский метаморфический комплекс вряд ли слагает обособленный экзотический террейн, так как преимущественно сложен породами, широко распространенными на остальной части Центрально-Таймырского пояса. Он не ограничен Становской офиолитовой сутурой с ЮВ, как это предполагалось в [3]. Как выяснилось, метаморфические породы Фаддеевского комплекса распространены по обе стороны от становских серпентинитов.

2. Судя по возрастам детритовых(?) цирконов, которые приводит А.А. Макарьев [4], Фаддеевский метаморфический комплекс содержит породы, одновозрастные с палеопротерозойским фундаментом Сибирского кратона, либо протолитом Фаддеевских метаморфитов являлись обломочные породы, образовавшиеся за счет размыва такого фундамента. В обоих случаях представления В.А. Верниковского о том, что «Фаддеевский кратонный террейн» [1, 3] не имеет отношения к Сибирскому кратону, представляются слабообоснованными. Мы предполагаем, что Сибирский фундамент подстилал южную часть Центрально-Таймырского пояса.

3. Все или почти все породы Фаддеевского метаморфического комплекса, согласно данным, полученным на соседней площади, прорываются метабазитами с возрастом 1350 млн лет и соответственно являются мезопротерозойскими или возможно, палеопротерозойскими. Возраст определен не только по цирконам, которые в интрузиях основного состава могут быть ксеногенными, но и по бадделеиту, который явно кристаллизовался из основной магмы. Следующий возрастной уровень, зафиксированный в изотопных датировках, принадлежит риолитам и гранитоидам с возрастом 850–830 млн. Если принять эти возрастные рамки, то интервал длительностью 500 млн лет полностью выпадает из геологической летописи, что заставляет сомневаться в корректности приведенных датировок и/или их интерпретации.

4. Докембрийские толщи, о которых идет речь в докладе, перекрыты венд-палеозойским осадочным чехлом Сибирской платформы. Несмотря на декларируемое несогласие в основании этого чехла, картирование показывает, что в исследованном районе венд-кембрийские отложения первоначально повсеместно залегают на позднедокембрийских син- и посторогенных от-

ложениях. Это свидетельствует о слабом проявлении предвендской складчатости. Основные тектонические события, вероятно, происходили значительно ранее, в предстановское время. Такие наблюдения заставляют сомневаться в обоснованности представлений В.А. Верниковского, согласно которым «Центрально-Таймырский аккреционный пояс» сформировался как обособленный террейн до своего столкновения с Сибирским кратоном, и в том, что такое столкновение произошло около 600 млн лет назад [3 и более поздние работы этого автора]. Орогенный комплекс байкалид, представленный в породах становской свиты, является существенно более древним и, судя по возрасту детритовых цирконов, образовался за счет перемыва (одноактного или многоразового) пород фундамента Сибирского кратона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00176).

- [1] *Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. и др.* Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 23–40.
- [2] *Проскурнин В.Ф., Багаева А.А., Шнейдер Г.В. и др.* Отчет о результатах работ по составлению комплекта государственных геологических карт (авторский вариант) масштаба 1:200000 листов S-48-I,II (р. Заозерная). СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. Т. 1. 217 с.
- [3] *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 203 с.
- [4] *Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист Т-45–48 (м. Челюскин). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 472 с.



## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ЧАГАН-УЗУНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ)

А.В. Куликова<sup>1,2</sup>, М.М. Буслов<sup>1,2</sup>

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

<sup>2</sup>Новосибирск, Новосибирский государственный университет, Ak\_Cool@mail.ru

Чаган-Узунский офиолитовый массив расположен на левобережье р. Чуя около пос. Чаган-Узун и представляет собой нижнюю структурную единицу Курайской аккреционно-коллизонной зоны, в которой совмещены разные по геодинамической природе пластины. Он состоит из нижней тектонической пластины, представленной метабазами, и верхней, состоящей из перидотитов, окруженных зонами серпентинитового меланжа.

Вблизи контакта с перидотитовой пластиной базальты метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации до амфиболитов, а по мере удаления от контакта степень метаморфизма снижается до зеленосланцевой фации с сохранением реликтов подушечных текстур. Возраст амфиболитов определен К-Аг методом по амфиболу и составляет  $523 \pm 23$  млн лет [1]. По петро-геохимическим характеристикам амфиболиты относятся к базальтам срединно-океанических хребтов. Предполагается, что они были сформированы в результате термального воздействия горячих перидотитов в период их эгсгумации.

В нижней части перидотитовой пластины серпентинитовый меланж включает будинированные блоки габброидов, а также узкую (до первых десятков метров) тектоническую пластину габбро-амфиболитов. Внешние и выклинивающиеся зоны в блоках габброидов сложены родингитами [3].

Выше ультрабазитов залегает серпентинитовый меланж с включениями блоков массивных серпентинитов, зеленых сланцев, эклогитов, гранатовых амфиболитов. Эклогиты и гранатовые амфиболиты по петро-геохимическим характеристикам относятся к базальтам срединно-океанических хребтов и океанических островов [4].

Эклогиты, как правило, слагают центральные части блоков, а гранатовые амфиболиты – периферийные. В центральных частях блоков наблюдаются реликты омфацита в виде линейных зон рядом с гранатом и отдельных зерен внутри него. Амфибол чаще всего ориентирован хаотично и имеет более-менее изометричную форму, реже – вытянутую. Гранат, размером до 2.5 мм, содержит мелкие включения вихреобразной формы. В периферийных частях блоков амфибол приобретает вытянутую форму и ориентирован линейно. Гранат более мелкий (до 0.5 мм), не содержит включений. Таким образом, можно предполагать, что эклогиты в центральных частях блоков образовались в результате субдукционного метаморфизма океанической коры, а гранатовые амфиболиты – в периферийных частях в результате диафтореза эклогитов. Аг-Аг возраст амфиболов из эклогитов и гранатовых амфиболитов группируется в два пика – 636–627 и 586–573, а фенгитов, локализующихся в зонах расланцевания эклогитов, –  $593 \pm 3.5$ , 569–565 млн лет [5, 6, новые данные]. Можно предполагать, что первый возраст является субдукционным, а второй – возрастом эгсгумации офиолитового массива в состав аккреционного клина.

Зеленые сланцы из серпентинитового меланжа имеют обломочную текстуру и могли быть образованы в результате метаморфизма олистостромы.

Выше по разрезу залегает тектоническая пластинка гранатовых амфиболитов мощностью до 10 м. В породах кристаллы гранатов более мелкие, чем в эклогитах и гранатовых амфиболитах из блоков серпентинитового меланжа, и достигают 0.3 см. Амфибол ориентирован линейно, омфацит не наблюдается. По петрогеохимическим данным гранатовые амфиболиты относятся к базальтам срединно-океанических хребтов. Аг-Аг возраст амфибола  $544 \pm 10$  млн лет [новые данные].

Чаган-Узунский офиолитовый массив перекрывают пластины метаолистостром и метавулканогенные породы Баратальского палеосимаунта. Поверхность надвигания палеосимаунта

на офиолиты выполнена гранат-мусковитовыми и мусковитовыми сланцами. Ar-Ar возраст мусковита составляет  $585 \pm 6$  млн лет [2].

Предполагается проявление внутри зоны субдукции коллизионных процессов, которые привели к формированию сложной по строению аккреционно-коллизионной структуры и экзугумации офиолитов и высокобарических пород.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 16-35-00109 мол\_а).

- [1] Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 82–93.
- [2] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Куликова А.В., ЧенМинг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1627.
- [3] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
- [4] Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И. Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013. № 2. С. 20–44.
- [5] Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu., Iwata K., Travin A., Akiyama M. A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. 2002. V. 5. P. 781–800.
- [6] Ota T., Utsunomiya A., Uchio Y., Isozaki Y., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction–accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran-Cambrian intra-oceanic arc-trench system // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 30. P. 666–695.





## МИНГЛИНГ В ГАББРОИДАХ УСТЬ-КРЕСТОВСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.В. Лавренчук<sup>1</sup>, Е.В. Скляр<sup>2</sup>, А.Э. Изох<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>3</sup>,  
В.С. Федоровский<sup>4</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

<sup>3</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

<sup>4</sup> Москва, Геологический институт РАН, valentinfedorovskii@mail.ru

Вопросы неравновесной несмесимости контрастных по составу магм (магматического минглинга) неоднократно обсуждались в литературе. В подавляющем большинстве случаев свидетельством такой несмесимости являются включения мелкозернистых мафических пород в средне- и крупнозернистом сиалическом матриксе, при этом отмечается заметное различие в химическом составе мафических и сиалических пород. Принципиальным моментом является разный уровень выплавления участвующих в минглинге мафических (мантия) и сиалических (нижняя кора) магм. Минглинг между породами близкого состава практически не описан.

В Ольхонском районе Западного Прибайкалья известно немало магматических объектов, в которых описаны габбро-гранитные минглинг-текстуры. Наиболее яркими из них являются комбинированная дайка в районе поселка МРС, комбинированные дайки в районе купола Овал, комбинированные дайки северо-восточного берега острова Ольхон [1]. Во всех перечисленных случаях участниками минглинга являются долериты (трахидолериты) и граниты, т.е. породы, значительно различающиеся по химическому составу. В ходе крупномасштабной геологической съемки [2] большое количество мафических включений в сиалических породах было обнаружено в Усть-Крестовском массиве в районе падей Крестовская и Широкая, однако результаты лабораторных исследований показали, что мафические и сиалические породы этих образований не столь сильно отличаются по составу, как в классических габбро-гранитных минглинг-текстурах.

Основная масса Усть-Крестовского массива сложена средне- и крупнозернистыми монцогаббро с подчиненным количеством лейкомонцогаббро, кварцсодержащих лейкомонцогаббро и сиенитов. Во многих местах в поле развития лейкократовых пород наблюдаются включения мелкозернистых трахидолеритов. Неправильная форма и характерные «фестончатые» границы таких включений позволяют рассматривать их как продукт несмесимости двух магм. При этом в химическом составе пород не наблюдается дискретности. Так, содержание кремнезема в составе мафических включений варьируется от 46.40 до 49.65, в сиалическом матриксе – от 48.94 до 57.15 вес. %. Не наблюдается четкой дискретности фигуративных точек и на бинарных петрохимических диаграммах – поля их составов или соприкасаются, или перекрываются. Многомерным дискриминантным анализом удалось получить линейный фактор с участием окислов кремния, титана, алюминия, магния и натрия. Отображение составов пород на полученный фактор показывает дискретность в составе пород всего массива, что свидетельствует о том, что в образовании массива участвовали две магмы. В то же время содержания редких и редкоземельных элементов в этих магмах близки. Форма спектров нормированных содержаний редких и редкоземельных элементов в лейкократовых и меланократовых породах практически одинаковая, отличия заключаются только в слабовыраженных европиевых аномалиях: отношение  $Eu/Eu^*$  в меланократовых включениях составляет 0.83–1.03, в лейкократовых породах матрикса – 1.07–1.26. Величины отношений всех остальных несовместимых редких элементов перекрываются. Это может свидетельствовать о том, что источники мафических и сиалических магм, участвующих в строении массива, близки по составу. Следует отметить, что содержания несовместимых редких элементов в породах лейкократового матрикса приблизительно в полтора раза ниже, чем их содержания в трахидолеритах включений.

Проведенные модельные расчеты показали, что ликвидусные температуры магм, отвечающих составу и мафических, и салических пород, лежат в узком диапазоне 1200–1250 °С. Одной из причин неравновесной несмесимости является различие в температуре и в вязкости магм на этапе взаимодействия. По петрографическим особенностям можно предполагать, что в момент внедрения мафической магмы салическая магма была в значительной степени раскристаллизована и, следовательно, ее вязкость была значительно выше, нежели меланократовой, а температура ниже.

Основным вопросом является вопрос об источнике магм. Близость геохимических характеристик лейкократовых и меланократовых пород предполагает геохимическую близость источников. Возможным вариантом может быть механизм антидромного внедрения при продвинутом плавлении, когда мафическая магма более высокой степени плавления (второго этапа) внедряется в частично раскристаллизованную салическую магму низкой степени плавления (первого этапа). Вторым вариантом может быть многоактное внедрение одинаковой по составу магмы в камеру с последующей раскристаллизацией – фракционированная в камере магма окажется низкотемпературной и лейкократовой по отношению к исходной. Однако пониженные содержания несовместимых компонентов в лейкократовых породах не позволяют принять эти два сценария. Третьим вариантом предлагается смешение двух источников – мафического и салического. Простой масс-балансовый расчет показывает, что для образования магмы, отвечающей среднему составу лейкократовых пород Усть-Крестовского массива, необходимо смешение среднего состава меланократовых пород с плагиогранитом в соотношении примерно 1:1. При низком содержании редких элементов в контаминирующем плагиограните спектры редких элементов будут контролироваться только их концентрациями в обогащенном базитовом источнике.

Аналогичные минглинг-текстуры были описаны в дайках и силлах трахидолеритов, секущих сиениты Тажеранского массива, и в отдельных мелких телах в береговых скалах озера Байкал. По-видимому, такой минглинг является характерной чертой всего усть-крестовского монцогаббрового комплекса.

- [1] Складов Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.
- [2] Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Агатова А.Р., Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский – Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд-во: Группа компаний А1 ТИС, 2012.



## ВУЛКАНИЗМ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В.С. Ланцева

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, valery\_fox@list.ru

Современная структура Удино-Витимской зоны каледонид и сформированной на ее месте Удино-Витимской островодужной системы (УВОС) охватывает обширную территорию Западного Забайкалья. Основные вулканические структуры УВОС сосредоточены в ее центральной части, в пределах так называемого Еравнинского островодужного террейна [1]. Сохранившиеся от эрозии фрагменты УВОС объединены в отдельные вулканотектонические структуры (ВТС): Еравнинскую, Олдындинскую, Кыджимитскую и др. [2]. Эти структуры образованы вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями олдындинской свиты. Раннекембрийский возраст свиты определяется по обильной фауне археоциат, трилобитов и данным абсолютного датирования вулканитов [2–4, 6, 7].

Олдындинская свита представлена дифференцированной вулканической серией от базальтов до риолитов. По суммарному содержанию щелочей здесь выделяются породы нормального и субщелочного ряда, а по концентрации  $K_2O$  встречаются лавы низко-, умеренно-, высококалиевые и шошонит-латитовые. Все вулканиты свиты отличаются низкой титанистостью и высокой глиноземистостью, хотя среди базальтов иногда устанавливаются умеренно-глиноземистые разности. По соотношению величин  $FeO^*/MgO$  с  $SiO_2$  среди вулканитов различаются толеитовые и известково-щелочные серии. В вулканитах олдындинской свиты с увеличением  $SiO_2$  концентрации когерентных элементов (Ni, Co, V) уменьшаются, в то время как концентрации некогерентных элементов (Rb, Ba, Zr, Y, Th и U) увеличиваются, за исключением Sr, содержание которого с ростом кремнеземистости пород уменьшается.

Базальты свиты характеризуются отчетливо выраженными Ba, Sr-максимумами и Nb-минимумом, что типично для островодужных лав. В средних и умеренно кислых породах наблюдается хорошо выраженный Sr-минимум.

Распределение редкоземельных элементов (REE) в исследованных базальтах олдындинской свиты характеризуется умеренной степенью фракционирования легких лантаноидов по отношению к тяжелым и отсутствием Eu-минимума. В более кислых разностях наблюдается увеличение содержания редкоземельных элементов.

Изотопные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и  $^{143}Sm/^{144}Nd$  показывают, что в формировании пород основного и среднего состава олдындинской свиты участвовал корово-мантийный источник, а более кислых вулканитов – коровый [3, 7].

Две пробы андезидацитов (в пределах Еравнинской ВТС), аналогичных описанным в составе олдындинской свиты, показали конкордантные значения возраста в  $470.4 \pm 3.8$  млн лет и  $466.1 \pm 3.6$  млн лет [7]. С.В. Руженцевым с соавторами андезиты включены в состав олдындинской свиты, и возраст последней считается кембрийско-среднеордовикским. По нашему мнению, учитывая, что основной объем олдындинской свиты слагают все же кембрийские вулканиты, возраст ее следует считать раннекембрийским. Но, принимая во внимание ордовикские датировки, можно предполагать, что затухание вулканической деятельности в раннем палеозое в разных частях района происходило не одновременно, и на завершающих стадиях этого процесса, в среднем ордовике, продолжали существовать изолированные ареалы вулканизма, разделенные территориями, где протекало лишь терригенное осадконакопление. Ордовикские вулканиты по своим петро- и геохимическим свойствам схожи с кембрийскими вулканитами, но отличаются повышенным содержанием K, Ba и Rb. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов совпадают.

В настоящее время пересмотрен объем олдындинской свиты, из ее состава выделены среднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения [2, 4, 5, 7], представленные ульзу-

туйской и кыджимитской толщами, и верхнепалеозойская сурхэбтинская толща, абсолютный возраст андезибазальтов которой определен в 310 млн лет (Ar-Ar, по валу) [2].

В составе среднепалеозойских отложений, охарактеризованных комплексами органических остатков, присутствуют вулканиты. В ульзутуйской толще ( $D_3f-C_1v-s$ ) вулканиты (базальты, андезибазальты, дациты) слагают прослои в нижней части разреза, а кыджимитская толща ( $D_3fm-C_1s$ ) содержит прослои и субвулканические тела базальтов, андезитов, дацитов и риолитов в верхней части разреза.

В вулканитах уровень концентрации высокочarged элементов (Nb, Ti) образует типичные для надсубдукционного вулканизма отрицательные аномалии. Также наблюдается обогащенность крупноионными литофильными элементами (Rb, K, Ba). Их характерной особенностью является повышенное содержание легких лантаноидов. От кембрийских вулканитов они отличаются повышенным содержанием K и Rb и имеют ярко выраженный Sr-минимум. Все это указывает на то, что вулканиты формировались в надсубдукционной обстановке.

Таким образом, в пределах Удино-Витимской зоны каледонид можно наметить следующие этапы вулканической активности: кембрийский (534–517 млн лет), ордовикский (471–466 млн лет), позднедевонско-раннекаменноугольный ( $D_3-C_1$ ) и позднекаменноугольный (310 млн лет).

- [1] Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Масштаб 1:2000000. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 2004. 1 электрон. опт. диск (CD ROM).
- [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., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 589–614.
- [3] Ланцева В.С. Вулканизм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2014. 18 с.
- [4] Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 38–46.
- [5] 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.
- [6] Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А. Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1997. № 3. С. 30–41.
- [7] 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.



## ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД УСУГЛИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.М. Ларин<sup>1</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>1</sup>, В.П. Ковач<sup>1</sup>,  
А.А. Сорокин<sup>2</sup>, А.П. Сорокин<sup>2</sup>, И.В. Анисимова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

<sup>2</sup> Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

Усуглинская впадина, сложенная мезозойскими вулканическими и осадочными породами ( $J_3$ – $K_1$ ), расположена в пределах Онон-Туринской зоны разломов [1]. Вулканические породы этой впадины относятся к бимодальной серии. Они представлены трахибазальтами и трахириолитами.

Трахибазальты обладают высокой общей щелочностью, высокой калиевостью, повышенной титанистостью (1.29–2.38 %  $TiO_2$ ) и обогащены LILE и HFSE, а также F (0.13–0.23 %) и  $P_2O_5$  (0.53–1.24 %). Для распределения REE в трахибазальтах характерны высокая степень фракционирования ( $[La/Yb]_n=31.9$ – $36.6$ ) и незначительная отрицательная Eu аномалия (0.78–0.79). На мультиэлементных диаграммах отчетливо проявлены положительные аномалии Ba, Rb, U и отрицательные аномалии Nb, Ta и Sr. На диаграммах в координатах Nb/U-La/Yb и Nb/U-Zr/Nb точки составов базальтов располагаются на линии смешения OIB и IAB.

Главными геохимическими особенностями трахириолитов являются высокие железистость и калиевость, большие содержания некогерентных элементов, резкое преобладание LILE (исключая Ba и Sr) над HFSE, сильно фракционированное распределение LREE и MREE ( $[La/Yb]_n=19.36$ – $22.41$ ,  $[La/Sm]_n=14.30$ – $16.41$ ), слабо фракционированное распределение HREE ( $[Gd/Yb]_n=1.35$ – $1.29$ ) и хорошо выраженная отрицательная Eu аномалия (0.17–0.10). На мультиэлементных диаграммах наблюдаются четкие положительные аномалии Rb, Th, U и отрицательные аномалии Ba, Sr, P, и Ti.

Возраст трахириолитов составляет  $138 \pm 3$  млн лет (U-Pb метод по циркону). Для них получены оценки Nd модельного возраста около 1.1 млрд лет ( $\epsilon_{Nd}(t)=-1.4$ ... $-3.0$ ). Такие же оценки Nd модельного возраста получены и для трахибазальтов ( $\epsilon_{Nd}(t)=-1.5$ ... $-2.1$ ).

Источником трахириолитов Усуглинской впадины, по-видимому, послужила континентальная кора Западно-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. На это указывает идентичность изотопного состава Nd этих вулканических пород и окружающих их мезозойских известково-щелочных гранитоидов. Формирование исходных для трахибазальтов расплавов происходило, скорее всего, в результате плавления литосферной мантии, претерпевшей метасоматическую переработку в ходе субдукционных процессов.

Следует отметить, что полученные данные подтверждают представление о последовательном уменьшении возраста вулканических пород позднемезозойских впадин северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в направлении с запада на восток восток: 162–151 млн лет (Западное Забайкалье) [2], 142–138 млн лет (Восточное Забайкалье) и 117–110 млн лет (Приамурье) [3, 4]. В этом же направлении меняется и характер магматизма – происходит последовательное снижение роли пород щелочного состава вплоть до полного их исчезновения на востоке и возрастание роли пород известково-щелочного типа и адakitов. Все это подтверждает представления о последовательном закрытии Монголо-Охотского океанского бассейна с запада на восток [5], а также указывает на изменение характера источников магматических пород по мере приближения к Палеопацифике.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00884).

[1] Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Алдано-Забайкальская серия. Масштаб 1:1000000. Лист N-50 (Сретенск). СПб.: Картографическая фабрика ФГУП ВСЕГЕИ, 2010.

- [2] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.* Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 79–97.
- [3] *Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Мартынов Ю.А., Ларин А.М., Травин А.В.* Позднемезозойский адакитовый вулканизм Уганской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологические и геохимические данные // *ДАН*. 2012. Т. 445, № 4. С. 445–449.
- [4] *Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Ларин А.М., Травин А.В.* Позднемезозойские трахиандезиты Бомнакской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологические и геохимические данные // *ДАН*. 2013. Т. 451, № 5. С. 560–564.
- [5] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.



## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНУЛИТОВ СЕВЕРНОГО БАЙКАЛА

Ю.М. Лебедева<sup>1</sup>, Е.Ю. Рыцк<sup>1</sup>, А.А. Андреев<sup>2</sup>, С.Д. Великославинский<sup>1</sup>, Е.С. Богомолов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ERytsk@geogem.spb.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Гранулиты на севере Байкала, на юго-западном фланге Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса, были обнаружены В.А. Макрыгиной с соавторами [1] в породах «нюрндуханской серии» в районе Богучанской бухты и представлены мелкозернистыми двупироксеновыми кристаллосланцами. Позже похожие породы с парагенезисами гранулитовой фации были отмечены в Слюдинском хребте и обнажениях мыса Онокочан, а также в ксенолитах Байкальского массива гнейсогранитов на вершине Лударь [2]. Наиболее представительными являются разрезы комплекса двупироксеновых кристаллосланцев с жильными эндербито-гнейсами и чарнокитами вдоль южного и северного мыса Писаный Камень озера Байкал. Здесь породы гранулитового комплекса находятся в крутозалегающих тектонических пластинах и включают секущие тела субщелочных метагаббро и бластомилонитизированных гнейсогранитов. Геохронологические данные указывают на вендский возраст пород комплекса [3–5]. Протолитом гранулитов могли быть как субщелочные базальты [6], так и габбро-нориты.

Двупироксеновые кристаллические сланцы имеют коровые Sm/Nd отношения, слаболожительные значения  $\epsilon Nd(630)$  от 2.6 до 4.8 и модельный возраст  $t(DM)$  1.0–1.2 млрд лет. Такие характеристики обычно интерпретируются как показатель формирования пород за счет ювенильного источника позднего неопротерозоя с небольшой добавкой древнекорового вещества.

По данным С.Г. Скублова [7], оценки РТ формирования этих гранулитов составляют  $T=770\text{--}880$  °С и  $P=5\text{--}6$  кб. А.А. Цыганков [8, 9] приводит оценки  $T=800\text{--}900$  °С и  $P$  примерно 7.5–9.0 кб. По данным термобарогеохимических исследований Ф.Г. Рейфа и А.А. Томиленко, параметры метаморфизма более высокие –  $T=800\text{--}900$  °С и  $P=8\text{--}9$  кб – и близки оценкам, полученным по минералогическим термометрам и барометрам  $T=730\text{--}880$  °С и  $P=7.5$  кб [2]. Полученные значения главных параметров метаморфизма гранулитов при отсутствии реальных погрешностей Р-Т определений существенно различаются, что затрудняет оценку геологических и геодинамических моделей их формирования.

Для термобарометрического исследования отбирались наименее измененные образцы пород с максимальным числом минералов. Стандартный парагенезис в кристаллосланцах представлен Pl (до 50 %), Crx (15–25 %), Opx (10–15 %), Kfs (до 5 %), Ilm (до 5 %), Bt (3–4 %) и Qu (1–2 %). Для микронзондового исследования в каждом шлифе отмечались полиминеральные области диаметром около 5 мм (поля) и в них выбирались участки размером 0.5–1.0 мм, в пределах которых предполагалось наличие локального равновесия между зернами минералов.

Оценка Р-Т условий выполнена различными методами. Методом  $avPT$  [10, 11] в программе THERMOCALC [12] версии 3.40 и расчетами по двум базам данных ds55 (2003 г.) и ds62 (2012 г.) хороших результатов не получено из-за больших ошибок. Методом TWEEQU [13, 14] в программе TWQ 2.01 [13, 15] с использованием дополнительных программ TWQ\_Comb + TWQ\_View [16, 17] и базы данных ba96a [18] получены относительно значимые результаты. В методе TWEEQU вычисляются не ошибки определения РТ параметров, а степень равновесности использованного набора составов минералов по схождению точек пересечения всех линий равновесия, которые возможны в системе (среднеквадратичные отклонения пересечений, СКО). В трех образцах получено более 20 оценок давления от 4.1–5.0 до 6.0–6.7 кб при температурах от 730 до 890 °С при очень хороших показателях равновесности (СКО). Наибольшее количество определений, включая образец с парагенезисом ортопироксен+калшпат (Л172-2), отвечает оценке 6.0–6.7 кб и 730–890 °С. Новые данные и отсутствие граната в парагенезисах двупироксеновых сланцев указывают на умеренно барический тип изученных гранулитов Богучанской бухты.

В Байкальском массиве гнейсогранитов с возрастом 755 млн лет [19], образующем центральную часть Горемыкской тектонической пластины, А.А. Андреевым впервые обнаружены ксенолиты высокоглиноземистых гнейсов с высокотемпературным парагенезисом Gr (20–30 %) + Cord (20–30 %) + Sill (10–15 %) + Qu (10–15 %) + Pl (5–15 %) + (Ilm+Ru) (1–3 %). Для исследования выбран наиболее свежий образец с максимальным набором минералов (АН6-15е).

В расчетах РТ оценок использованы составы краевых частей порфиробластов граната (66–70 % Alm, 24–29 % Prp, 4–5 % Grs, 1 % Sps), кордиерит ( $x_{Mg}=0.72-0.77$ ) матрицы породы, замеренный вблизи граната, плагиоклазы, представленные андезином (32–39 % An), а также силлиманит, ильменит, рутил и кварц. Для парагенезиса Pl-Qtz-Sil-Grt-Crd-Ilm-Rt построены четыре линейно независимых реакции в программе TWQ и в программе THERMOCALC.

Для поля 1 образца АН6-15е в программе THERMOCALC с базой ds55 и ds62 получены сходные результаты с параметрами  $T=675-770$  °C и  $P=6.5-7.0$  кб ( $\pm 0.7$  кб) ( $fit=0.79-1.00$ ). Методом TWEEQU получено 16 хороших пучков с параметрами  $P=5.9-6.4$  кб ( $SKO=0.1-0.2$  кб) и  $T=600-620$  °C ( $SKO=5-20$  °C). Расчеты для поля 2 этого образца в программе THERMOCALC с базами ds55 и ds62, а также в программе TWQ дали 16 хороших пучков с подобными же параметрами. В итоге оценки РТ метаморфизма высокоглиноземистого гнейса, полученные двумя методами, согласуются между собой и составляют 770–870 °C ( $\pm 90$  °C) и 6.8–7.9 кб ( $\pm 1$  кб). Эти РТ параметры соответствуют граничной области между амфиболитовой и гранулитовой фациями, а древнекоровые значения модельного возраста  $t(DM)$  более 1.7 и 2.1 млрд лет при отрицательных величинах  $\epsilon Nd(790)=-7$  указывают на древнекоровый источник изученных метаморфических пород.

Таким образом, в структуре Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса на Северном Байкале совмещены высокотемпературные метаморфические комплексы различных типов и разного возраста. В комплексе раннего неопротерозоя Горемыкской пластины, сформированном в ходе тектономагматической переработки древней коры, преобладают первично-осадочные породы, а РТ условия их метаморфизма местами достигали уровня гранулитовой фации. Двупроксеновые гранулиты позднего неопротерозоя Богучанской бухты тесно связаны с базитовыми интрузивными массивами и формировались за счет субщелочных базальтов или габбро-норитов при активном взаимодействии с древнекоровыми компонентами тектонического разреза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-07720).

- [1] Макрыгина В.А., Конева А.А., Пискунова Л.Ф. О гранулитах в нюрндуханской серии Северного Прибайкалья // ДАН СССР. 1989. Т. 307, № 1. С. 195–201.
- [2] Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулcano-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
- [3] Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Неймарк Л.А., Скублов С.Г. Вендский возраст эндрбитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // ДАН. 2000. Т. 371, № 5. С. 652–654.
- [4] Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А. и др. Последовательность формирования и возраст неопротерозойских магматических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского подвижного пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 129–130.
- [5] 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.
- [6] Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. Геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса: результаты геохимических исследований // ДАН. 2015. Т. 460, № 6. С. 685–690.
- [7] Скублов С.Г. Нюрндуханский мафический комплекс Северо-Западного Прибайкалья: состав, структура, петрогенезис: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 1994. 21 с.
- [8] Цыганков А.А. Минералогия и термометрия гранулит-чарнокитового комплекса Северного Прибайкалья // Записки ВМО. 1996. Ч. СХХV, № 6. С. 38–48.
- [9] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулcano-плутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, 2005. 306 с.
- [10] Powell R., Holland T.J.B. Optimal geothermometry and geobarometry // American Mineralogist. 1994. V. 79. P. 120–133.
- [11] Powell R., Holland T.J.B. On thermobarometry // Journal of Metamorphic Geology. 2008. V. 26. P. 155–179.
- [12] Powell R., Holland T.J.B. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. 3. Application methods, worked examples and a computer program // Journal of Metamorphic Geology. 1988. V. 6. P. 173–204.



- [13] *Berman R.G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // *Canadian Mineralogist*. 1991. V. 29. P. 833–855.
- [14] *Berman R.G., Aranovich L.Ya.* Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 126. P. 1–24.
- [15] *Berman R.G.* Thermobarometry with estimation of equilibration state [TWEEQU]: an IBM-compatible software package. 2006. <http://geogratias.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst/daba2148-076d-5831-8b7b-803bdaf60418.html>
- [16] *Доливо-Добровольский Д.В.* TWQ-Comb. 2003. <http://www.dimadd.ru/en/Programs/twqcomb>.
- [17] *Доливо-Добровольский Д.В.* TWQ-View. 2013. <http://www.dimadd.ru/en/Programs/twqview>.
- [18] *Aranovich L.Ya., Berman R.G.* Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 126. P. 25–37.
- [19] *Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Андреев А.А., Ярмолюк В.В., Великославинский С.Д., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Федосеенко А.М.* Строение и возраст Байкальского массива гранитоидов: новые свидетельства раннебайкальских событий в Байкало-Муйском подвижном поясе // *ДАН*. 2013. Т. 453, № 6. С. 662–665.



## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ

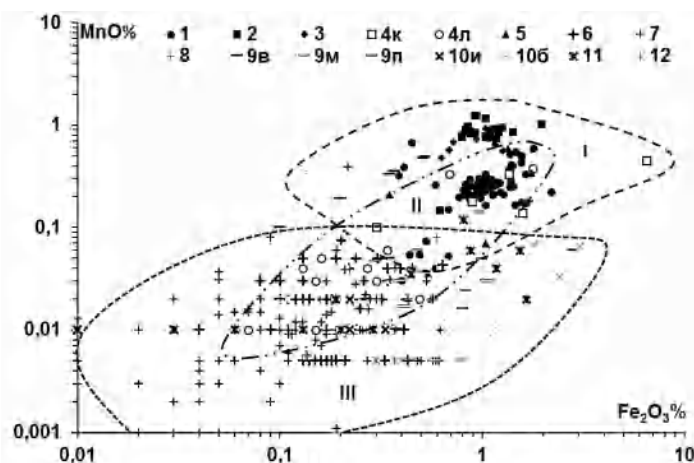
В.И. Левицкий<sup>1</sup>, Л.З. Резницкий<sup>2</sup>, И.В. Левицкий<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Для установления различий докембрийских и фанерозойских карбонатных пород было проведено изучение петрогеохимических особенностей мраморов разного состава (содержание  $\text{SiO}_2 \leq 5\%$ ) и кальцифиров в докембрии (гранит-зеленокаменные, гранулит-гнейсовые области Присяянского краевого выступа Сибирской платформы, восточной части Фенно-Скандинавского щита, Бадахшанского массива) и фанерозое.

В раннем докембрии карбонатные породы встречаются редко, но в Сибири они распространены. В породах нижней бурухтуйской свиты мезоархейского Онотского зеленокаменного пояса (ОЗП) присутствуют пласты доломитовых мраморов. В средней камчадальской свите доля доломитовых и магнезитовых мраморов достигает 15%. Изотопный состав кислорода и углерода доломитовых мраморов ОЗП близок к составу архейских доломитов Южной Африки и Канады [1]. Магнезитовые мраморы ОЗП имеют очень низкие содержания и практически прямые линии распределения РЗЭ со слабыми отрицательными и положительными аномалиями Eu. В доломитовых мраморах ОЗП отмечены несколько более высокие содержания РЗЭ, фиксируется почти горизонтальный характер линий распределения РЗЭ без аномалий Eu. В неоархейском китойском гранулитовом комплексе доля карбонатных пород достигает 15–20%. Среди них доминируют кальцитовые мраморы, доломитовые встречаются редко. Мраморы ОЗП и китойского комплекса по петрогеохимическим параметрам близки между собой – обогащены Fe, Mn, обеднены Sr (рис. 1, 2; выб. 1-3), Ba, Na. В шарыжалгайском комплексе, в нижней его



**Рис. 1.** Соотношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $\text{MnO}$  в мраморах докембрийских и фанерозойских комплексов. Докембрийские: 1 – бурухтуйская и камчадальская свиты ОЗП; 2 – китойский гранулитовый комплекс; 3 – шарыжалгайский гранулитовый комплекс; 4к – беломорский, лапландский комплексы, ПЗП; 4л – сортавальская свита Саво-Ладожского (Свекофенского) подвижного пояса; 5 – юкеевская, енисейской серии, Рыбинско-Помбакский зеленокаменный пояс Енисейского кряжа; 9в – ваханский комплекс Бадахшанского массива. Фанерозойские: 6 – ольхонский; 7 – слюдянский; 8 – святоносский; 9м – музкольский; 9п – пермо-триасовый комплекс; 10и – иркутная свита; 10б – боксонская серия; 11 – дербинский; 12 – алхадырская свита. I – поле докембрийских мраморов; II – поле пород сортавальской свиты Саво-Ладожского (Свекофенского) подвижного пояса; III – поле фанерозойских мраморов (протолиты карбонатных пород Палеоазиатского океана).

части (мезонеоархейского возраста), как и в китойском, развиты в основном кальцитовые мраморы; в верхней (палеопротерозойской) части – доломитовые. Сходные с прибайкальскими по степени метаморфизма, распространенности, петрогеохимическим характеристикам мраморы отмечаются в неоархейских и палеопротерозойских юкеевской и енисейской сериях, Рыбинско-Помбакском зеленокаменном поясе Енисейского кряжа (рис. 1, 2, выб. 5).

В мезонеоархейских зеленокаменных поясах Фенно-Скандинавского щита карбонатные породы не известны. В гранулитовых, полициклических мезоархейско-палеопротерозойском беломорском и лапландском комплексах, Печенгском зеленокаменном поясе (ПЗП) доломитовые, кальцит-доломитовые, доломит-кальцитовые мраморы, кальцифиры (рис. 1, 2, выб. 4к) встречаются, но очень редко. Широко распространены доломитовые, кальцит-доломитовые, доломит-кальцитовые, кальцитовые мраморы в сортавальской свите Саво-Ладожского (Свекофенского) подвижного пояса (рис. 1, 2, выб. 4л), где их количество достигает 10 %.

Мраморы китойского и шарыжалгайского комплексов Восточной Сибири, Енисейского кряжа, беломорского и лапландского комплексов, ПЗП Карелии и Кольского п-ова по петрогеохимическим характеристикам (обогащение Fe, Mn; обеднение – Sr (рис. 1, 2, поле 1); по содержаниям Ba, Na) близки, что отражает их формирование в раннедокембрийских интракратонных бассейнах океанов. Доломитовые мраморы из гранулитовых комплексов Восточной Сибири и Карело-Кольского региона на графиках имеют пологие наклоны линий РЗЭ без аномалий, со слабыми и значительными аномалиями Eu. Палеопротерозойские карбонатные ассоциации Саво-Ладожского (Свекофенского) подвижного пояса по сравнению с более древними породами Сибири и Карело-Кольского региона отличаются широко варьирующимися содержаниями Fe, Mn, Sr (рис. 1, 2, 1-5, поле I-II), Ba, Na, что обусловлено участием в формировании их протолитов уже и гранодиорит-гранитной коры. Спайдер-диаграммы для пород ОЗП, ПЗП относительно просты, линии близки к пологим с незначительными максимумами Pb, Zr, минимумами Rb, Ti, а для шарыжалгайского, китойского, беломорского, лапландского комплексов имеют незначительные максимумы U, La, Sr, Zr, минимумы – Ti.

Карбонатные породы широко распространены в складчатых поясах рифейского, палеозойского, мезозойского возраста по периферии кратонов и связаны со становлением палеоокеанов. Отложения окраинных морей Палеоазиатского океана в разных частях Прибайкалья представлены метаморфическими породами слюдянского, ольхонского, святоносского комплексов, традиционно относящихся к складчатому обрамлению фундамента Сибирской платформы. Они являются палеоостроводужными террейнами, степень метаморфизма которых меняется от гранулитовой до зеленосланцевой фации. Карбонатные породы (кальцитовые, доломитовые, кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые) в составе комплексов играют существенную роль. Они имеют близкие петрогеохимические параметры – как правило, обеднены Fe, Mn, РЗЭ, обогащены Sr (рис. 1, 2, выб. 6-8; поле 3), Ba, Na. Спектры РЗЭ мраморов слюдянского и ольхонского комплексов имеют слабый наклон с положительными и отрицательными аномалиями Eu.

Различия петрогеохимических характеристик докембрийских и фанерозойских мраморов отражаются на диаграммах  $Fe_2O_3$ –MnO (см. рис. 1), Mn–Sr (рис. 2), Mn–Ba, Mn–Sr, Mn–Na, Fe–Ba, Fe–Sr, Fe–Na. Спайдер-диаграммы нормированных по хондриту докембрийских и фанерозойских мраморов различаются. Фанерозойским мраморам присущи максимумы Ba, La, Sr, Zr и минимумы – Th, Ce, Ti. Мраморы докембрия, по сравнению с породами фанерозоя, обогащены железом, Mn и обеднены Sr (рис. 1, 2, выб. 1-8; поле III), Na, Ba. Источником Fe и Mn являлись породы основного и ультраосновного состава, доминирующие в питающих провинциях раннего докембрия. В палеопротерозое и особенно в фанерозое уже происходила дезинтеграция кислых алюмосиликатных пород. Это способствовало накоплению Sr, Ba, Na в мраморах. Не исключено их поступление с флюидами разной природы.

На диаграммы (рис 1, 2) были нанесены составы мраморов из Бадахшанского массива (Ю-3 Памир), Восточного Саяна (Гарганская глыба, Кукшеро-Ийский прогиб). Бадахшанский массив сложен тектоническими пластинами пород от докембрия до триаса. В палеопротерозойских (?) горанской и шахдаринской сериях ваханского комплекса велика доля доломитовых и магнезитовых мраморов, близких к докембрийским (рис. 1, 2, выб. 9в; поле I). На Восточном Памире в музкольском и пермотриасовом (белеутинская свита) комплексах развиты кальцитовые, доломит-кальцитовые и кальцитовые мраморы, составы которых лежат в поле мраморов Палеоазиатского океана (рис. 1, 2, выб. 9м, 9 п; поле III). В этом поле находятся и точки составов кальцитовых доломитовых, кальцит-доломитовых и доломит-кальцитовых мраморов

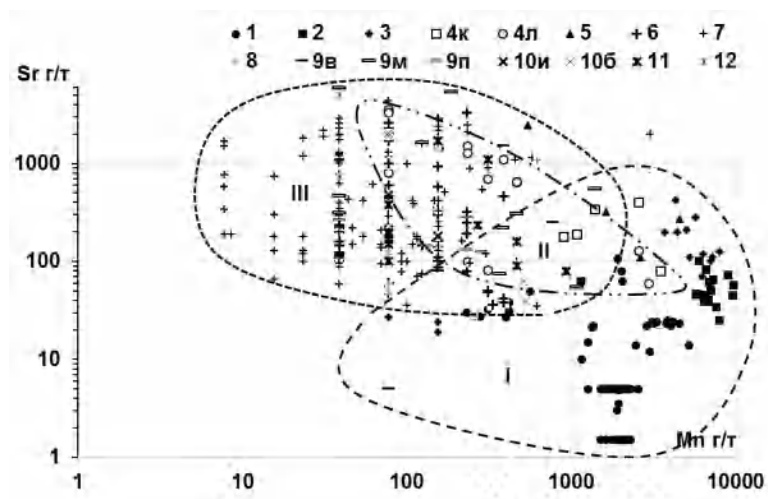


Рис. 2. Соотношение Mn-Sr в мраморах докембрийских и фанерозойских комплексов. Условные обозначения на рис. 1.

иркутской свиты и боксонской серии Гарганской глыбы (см. рис. 1, 10и, 10б); дербинского комплекса и алхадырской свиты Присяня (рис. 1, 2, выб. 11-12).

В результате выполненных исследований установлена петрогеохимическая специфика карбонатных пород докембрия и фанерозоя. Выявленные особенности являются основой для проведения возрастных реконструкций, в основе которых лежат петрогеохимические характеристики протолитов. Их становление отражает различия составов питающих провинций в разные периоды геологической истории.

[1] Горохов И.М., Дубинина Е.О., Кузнецов А.Б., Левицкий В.И., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Левицкий И.В. Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в магнезиальных карбонатах Онежского зеленокаменного пояса // ДАН. 2014. Т. 455, № 3. С. 323–328.



## ПАМИР: СТРУКТУРА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

М.Г. Леонов<sup>1</sup>, А.К. Рыбин<sup>2</sup>, В.Ю. Баталев<sup>2</sup>, В.Е. Матюков<sup>2</sup>, Г.Г. Щелочков<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН

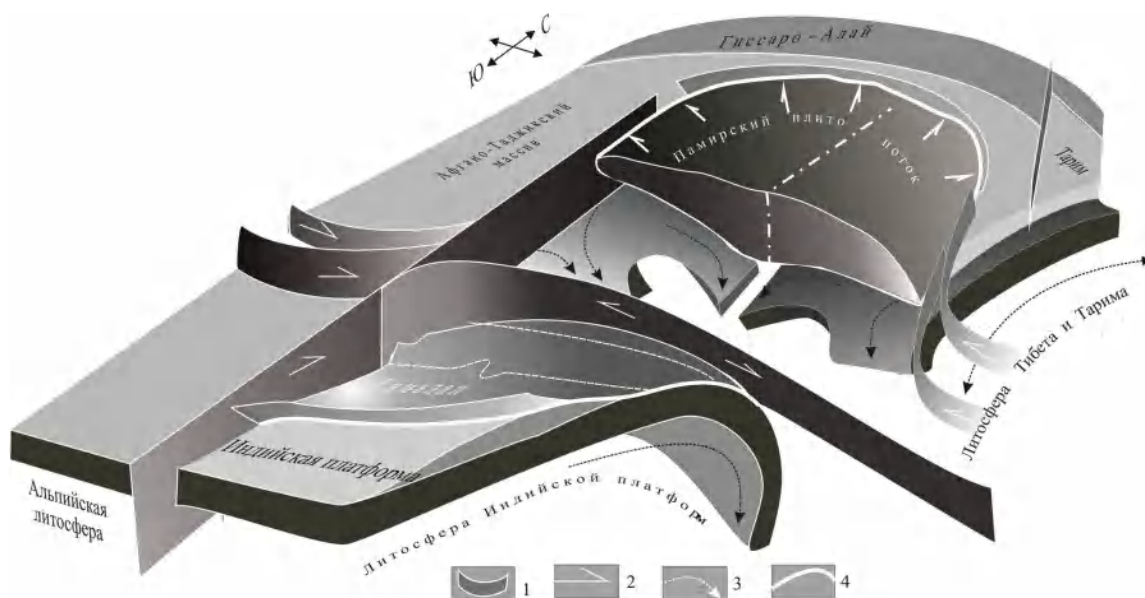
<sup>2</sup> Бишкек, Киргизия, Научная станция РАН

**Введение.** Одним из приоритетных направлений неотектоники является изучение взаимодействия различных геоструктур, и в первую очередь характер взаимодействия подвижных поясов. В этом контексте интерес вызывает взаимодействие Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского поясов, которые входят в состав новейшего евразийского орогена и рассматриваются как единая геодинамическая система, развивающаяся в условиях двустороннего сжатия между Евразийской и Индийской платформами. Одной из главных зон взаимодействия является Памирско-Пенджабский синтаксис, на острие которого располагается Памирский горный узел. Расшифровка его структуры, истории становления и геодинамики имеет большое значение при решении общих вопросов геологии Азиатского региона. К данному моменту появились данные<sup>1</sup>, которые нуждаются в осмыслении и которые являются предметом обсуждения.

**Структура.** Памир сформирован коллажем тектонических зон с различным формационным выполнением и разновозрастным фундаментом, разделенных региональными разломами (рисунок). Стиль тектоники Памира: горизонтально-плоскостной, шарьяжно-надвиговой, с широким проявлением тектонического течения. Характерны лежачие складки, межформационные срывы, зоны тектонического дробления, срывы чехольных комплексов с основания, образование детачментов, перехлестывание структурно-формационных элементов друг через друга. Инфраструктура Памира представляет собой структурно-тектонический, горизонтально расчлененный коровый мегамикстит с незакономерным расположением дугообразных разнородных тектонических элементов, «вырубленный» по системе краевых разломов (надвиговых по фронту и сдвиговых по бортам) из общей структуры региона и значительно приподнятый относительно окружающих его территорий. Памир характеризуется центробежным разваливанием (натеканием) краевых зон горного сооружения на соседние геологические провинции. Характерным элементом Памира являются антиформные метаморфические ядра (Бадахшанский, Музкольский, Язгулемский и др.), время эксгумации которых 20–1 млн лет.

**Глубинное строение.** По петрофизическим свойствам кора Памира отвечает континентальному типу, но утолщена в сравнении с нормальной континентальной корой. Толщина коры: ~65 км на Южном Памире, ~74 км в районе оз. Каракуль, ~58 км под Гиссаро-Алаем. В верхней коре Памира выявлены структуры вертикального сжатия (раздавливания), что свидетельствует о «всплывании» Памира. По подошве верхней коры вырисовывается чашеобразная синформа с центробежной вергенцией бортов, имеющая сложную шарьяжно-купольную архитектуру своей внутренней части. Нижняя кора относительно гомогенна. По поверхности М также вырисовывается чашеобразная форма Памира. По расположению очагов землетрясений вырисовывается форма Памира в виде полуворонки, сходящейся на глубинах около 50 км.

<sup>1</sup> Привести сколько-нибудь полный список литературы в данном сообщении возможности нет, поэтому здесь указаны только главные работы, использованные в сообщении: Арган, 1935; Баженов, Буртман, 1990; Буданов и др., 1964; Буртман, 2012; Забелина и др., 2013; Дмитриев, 1990; Копп, 1977; Кузнецова и др., 1995; Леонов М., 2008; Матюков, 2011; Матюков и др., 2014; Руженцев, 1970, 1971; Сусин, Верхотуров, 1985; Терехов, 2008; Noble et al., 1995; Hamburger et al., 1992; Kufner et al., 2016; Mechie et al., 2011; Raimondo et al., 2014; Schneider et al., 2013; Schurr et al., 2014; Sippl et al., 2010; Strecker et al., 2003; Sass et al., 2011; Sass et al., 2013.



**Геодинамическая схема Памира и сопредельных территорий.** 1 – главные сдвиги; 2 – направление сдвига горных масс; 3 – направление течения коровых и литосферных масс; 4 – линии Главного Памирского и Главного Гималайского надвигов.

В районе Памира происходит сопряжение южного – индийского и северного – азиатского типов коры и литосферной мантии, которые контактируют по сейсмофокальным зонам, интерпретируемым как зоны внутриконтинентальной субдукции. Выделяются две сейсмофокальные зоны: одна пространственно совпадает с границей Индийской и Азиатской литосфер и расположена на глубинах 50–200 км; вторая располагается под Памиром и Гиндукушем и фиксируется до глубин 150–200 км в форме полуворонки с погружением Азиатской литосферы к востоку и к югу. Предполагается, что Индийская плита по детачменту погружается под Гиндукуш, утоняется и в виде слэба вертикально, а затем с обратным (южным) подворотом погружается до глубин 300–500 км. Азиатская плита также испытывает деламинацию и закручивается под Памир. На границе верхней коры и нижележащих горизонтов коры и литосферной мантии фиксируется латеральное смещение сейсмофокальных зон (условных зон субдукции) на глубинах 20–25 и 50–100 км. Практически фронтальное столкновение двух литосферно-мантийных потоков происходит в области соприкосновения Индийской плиты и фронта Гималаев и Гиндукуша. Расположение сейсмофокальных зон, так же как и верхнекоровая структура Памира, имеет форму полуворонки. Область взаимодействия разных литосфер проецируется в район Центрального или Южного Памира и даже Гиндукуша и не совпадает с северной границей Памира (Главным Памирским разломом), и горные массы Памира дискордантно перекрывают зону стыка литосфер Азии и Индии.

Все это – конфигурация сейсмофокальных, наличие зон сейсмической тени, горизонтальное смещение отрезков сейсмофокальной зоны – свидетельствует о проскальзывании литосферных объемов друг относительно друга, деламинации и структурной дисгармонии различных горизонтов, расщеплении коры в районе Памира. Верхняя и средняя кора образует аллохтонную массу, накатывающуюся на жесткие блоки Азии. Нижняя кора и литосферная мантия субдуцируются под Памир, что фиксируется зоной среднеглубинных (80 км и более) землетрясений. При этом происходит погружение и расположенной к западу от Памира литосферы Афгано-Таджикского блока. Евразийский и Индийский потоки в зоне схождения образуют воронку с углами наклона вблизи поверхности 45–50°, становясь при дальнейшем погружении практически вертикальными.

Магнитотеллурические наблюдения по профилю «TIPAGE-ALAI» выявили субгоризонтальную расслоенность коры Памира. Выделены три горизонта с разным рисунком магнитотеллурических неоднородностей, отражающих структурную дисгармонию коры и литосферной мантии и наличие горизонтов тектонического срыва (детачментов). Верхний слой (0–10 км) характеризуется субгоризонтальной ориентировкой неоднородностей, что согласуется с горизонтально-расслоенной тектонической инфраструктурой верхнекорового слоя Памира и незна-

чительной мощностью (4–5 км) гранитных массивов. Ниже (до 20 км) расположен горизонт, в котором структура полей становится менее ориентированной, что, вероятно, объясняется присутствием фрагментов консолидированной коры и массивов метаморфических ядер, нарушающих «горизонтально-слоистую» структуру верхней коры. Ниже глубин 10–20 км рисунок неоднородностей магнитотеллурического поля меняется и преобладают неоднородности изометричной или овальной формы. Такое расположение электропроводящих свойств на глубинах 20–100 км связано, вероятно, с гомогенной структурой горных масс, интенсивным проявлением 3D тектонического течения и потоками глубинных флюидов, которые, не изменяя структуру коры, влияют на картину распределения электропроводящих свойств горных пород.

**Положение в структуре Альпийско-Гималайского подвижного пояса и геодинамическая модель.** Памир является сооружением, структурно обособленным от соседствующих элементов земной коры Евразии. По данным геологии и инструментальных наблюдений, формирование Памира связано с продвижением горных масс и их нагнетанием в северном направлении, сопровождаемым вторичным изгибанием геотектонических элементов этого сооружения. Амплитуда перемещения достигает многих сотен и даже тысяч километров. Морфоструктура Памира соответствует общему петлеобразному рисунку и кинематике Альпийско-Гималайского пояса, которая определяется разнонаправленными латеральными тектоническими потоками горных масс, и Памир принадлежит к категории структур, известных как горизонтальные протрузии или плито-потоки. В последующем, при становлении Памира совокупно действовали различные механизмы: сближение Таримского и Таджикского жестких блоков, влияние инденторов, гравитационное расширение («оплывание») Памира, стекание земной коры Памира с пододвигающегося Индостана, течение масс вдоль Гималайской коллизионной зоны; мантийные течения и мантийная конвекция.

**Выводы.** С учетом сказанного, а также других данных по геологии Памира, предлагается модель современной геодинамики, основой которой служат следующие положения: Памир – структурно обособленное композитное геологическое тело, аллохтонно залегающее на подстилающем фундаменте Таримского и Афгано-Таджикского континентов (по крайней мере, в объеме Северного и Центрального Памира); Памир принадлежит к категории горизонтальных протрузий (плито-потоков), образование которых относительно автономно по отношению к соседствующим сегментам земной коры; формирование Памира обусловлено деламинацией (расслоением) его корового слоя: тектоническим срывом средней-верхней коры и ее «наползанием» на древние массивы и погружением нижней коры и литосферной мантии; Памир располагается над точкой сочленения различных фрагментов Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского пояса. Таким образом, Памир – это отражение геодинамической ситуации, связанной со столкновением различных фрагментов земной коры и возникновением области *интраконтинентальной* субдукции. По геодинамическому смыслу эта область является антиподом точки тройного сочленения спрединговых зон в океанах, представляя собой точку тройного сочленения зон динамического взаимодействия (столкновения, взаимопроникновения, субдукции) горных масс континентальной коры и литосферной мантии.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10059).



## ВЕНДСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВОРОГОВСКАЯ СЕРИЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Е.Ф. Летникова<sup>1</sup>, И.А. Вишневская<sup>1</sup>, Н.И. Ветрова<sup>1</sup>, А.И. Прошенкин<sup>1</sup>,  
Н.А. Прияткина<sup>2,3</sup>, Е.А. Бродникова<sup>4</sup>

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

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

<sup>3</sup> Ньюкасл, Австралия, Университет Ньюкасл

<sup>4</sup> Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Вороговская серия северо-западной окраины Енисейского кряжа является одной из наиболее дискуссионных как в стратиграфических построениях позднего докембрия, так и в обосновании геодинамической природы осадочного бассейна, где протекали процессы ее седиментации. Так, возрастной интервал седиментации отложений вороговской серии варьируется от рифея до венда–кембрия. Одни исследователи предполагают накопление осадочных пород вороговской серии в бассейне, где источниками сноса служили породы аккретированных к Сибирской платформе океанических террейнов. Другие считают, что накопление отложений этой серии происходило в обстановках шельфа Сибирской платформы, где основным источником сноса являлись породы ее фундамента и более молодых магматических образований в ее структуре, при активном вкладе рециклированного обломочного материала из более древних пород чехла платформы.

Для решения этих вопросов нами было проведено изучение карбонатных и терригенных пород вороговской свиты (нижнее течение реки Вороговка, северо-западная часть Енисейского кряжа) с целью определения возрастного интервала, процессов седиментации карбонатных отложений методами Sr- и C-хемотратиграфии и установления состава и возраста обломочного материала терригенных отложений этой серии.

Исследование проводилось в северо-западной части Енисейского кряжа в береговых обнажениях р. Вороговка (правый приток Енисея). Именно здесь выходят на поверхность породы (снизу вверх) северореченской, мутнинской и сухореченской свит вороговской серии. В основании северореченской свиты наблюдается горизонт конгломератов, где в обломках преобладают белый кварц и черные мелкозернистые карбонатные породы. В песчаном матриксе отмечается значительное количество слюды. Выше по разрезу уменьшается размерность обломков и залегают пачки серых песчаников. В средней части разреза преобладают битуминозные алевропелиты, на которых залегают массивные черные известняки, часто битуминозные. Выше начинается разрез мутнинской свиты, в основании которой находится пачка полимиктовых песчаников. Стоит отметить большое количество слюды в обломках этих песчаников, не типичное для осадочных пород. Выше по разрезу прослеживаются горизонты серых слоистых известняков. Сухореченская свита представлена в большей степени карбонатными отложениями с горизонтами песчаников и алевролитов. Для изотопных исследований были отобраны образцы карбонатных пород из нижней – северореченской – части разреза вороговской серии и верхней – сухореченской. В основании каждой свиты из терригенных разностей были взяты пробы для оценки возраста пород источников сноса методом U-Pb датирования детритовых цирконов LA ICP-MS, для песчаников проведены петрографические и геохимические исследования.

При петрографических исследованиях установлено, что обломочный материал песчаников всех свит вороговской серии не претерпел существенных вторичных изменений при транспортировке, основная масса обломков имеет неокатанные или слабоокатанные формы зерен при широком диапазоне размеров обломков, что указывает на близость источников сноса, которые представлены магматическими, вулканическими и метаморфическими породами при существенном вкладе осадочного материала. Геохимические характеристики изученных отло-



жений указывают на разрушение пород гранитоидного состава при вкладе рециклированных терригенных отложений. Модельный возраст источников сноса для всех трех свит вороговской серии находится в интервале 2.1–2.5 млрд лет. Значения  $\epsilon Nd$  варьируются от –3.4 до –8.2, указывая на вклад ювенильного материала при накоплении отложений северореченской и сухореченской свит и на преобладание древнекорового материала при формировании отложений средней свиты вороговской серии – мутнинской. Смена источников сноса прослеживается и при изучении разновозрастных популяций детритовых цирконов этих свит. Так, для нижней части разреза вороговской серии, представленной отложениями северореченской свиты, характерны популяции цирконов неоархея (2.5–2.7 млрд лет), палеопротерозоя – в интервалах 2.36–2.40 млрд лет, 2.1–2.2 млрд лет и 1.75–1.96 млрд лет (LA ICP-MS, ГЕОХИ РАН, А.И. Прошенкин). Все эти возрастные интервалы хорошо коррелируются с основными этапами тектономагматической активности Сибирской платформы в докембрии и указывают на снос обломочного материала за счет разрушения пород ее фундамента. Существенный вклад вносят и неопротерозойские источники сноса в интервале 776–950 млн лет, при минимальном возрасте детритовых цирконов 696 лет. Среди изученных детритовых цирконов мутнинской свиты – средней части разреза вороговской серии – отсутствует популяция цирконов из архейских и палеопротерозойских (древнее 2.0 млрд лет) источников, при значительном вкладе пород с возрастом 1.73–1.98 млрд лет, типичных для пород фундамента Сибирской платформы (LA ICP-MS, ГЕОХИ РАН, А.И. Прошенкин). Также отсутствуют цирконы в возрастном интервале 800–1000 млн лет. Неопротерозойская популяция представлена цирконами с возрастом 600–687 млн лет и в подчиненном количестве с возрастом 707–768 млн лет. Пять зерен имеют конкордантные значения с минимальным возрастом в 573 млн лет. Верхняя часть разреза вороговской серии, представленная породами сухореченской свиты, во многом схожа с ее нижней частью. В ней также присутствуют детритовые цирконы неоархея и палеопротерозоя, где наиболее представительной является популяция цирконов 1.74–1.98 млрд лет (LA ICP-MS, Университет Нью-касла, Н.А. Пряткина). Неопротерозойские источники, как и в мутнинской свите, представлены двумя группами цирконов с возрастом 705–764 млн лет и более значимой – 600–699 млн лет. Шесть зерен с минимальным возрастом ограничивают нижнюю границу осадконакопления отложений вороговской серии на уровне 541 млн лет – границе венда-кембрия.

Таким образом, петрографические и изотопно-геохимические исследования и результаты датирования детритовых цирконов однозначно указывают на снос обломочного материала со стороны Сибирской платформы.

Геохимические исследования карбонатных отложений вороговской серии показали возможность использования этих пород для целей хемотратиграфии. В результате изучения распределения основных и примесных элементов установлено, что карбонатные породы сухореченской и северореченской свит сложены практически чистыми известняками ( $Mg/Ca < 0.3$ ) с небольшой долей терригенной примеси (8.0–9.5 %), представленной кварцем, слюдой и глинистыми минералами. Содержание марганца в породах этих стратиграфических подразделений колеблется в широких пределах – от 80 до 1160 г/т без явной зависимости от содержания терригенной примеси. Количество железа в пробах достаточно высоко, но в северореченских известняках в целом ниже (около 5500 г/т), чем в сухореченских (около 7600 г/т). При этом для образцов сухореченской свиты замечена явная корреляция количества железа с долей терригенной примеси в отличие от северореченских. Содержание стронция варьируется от 800 до 3780 г/т для северореченской свиты и от 60 до 2820 г/т для пород сухореченской свиты. Значение  $\delta^{18}O$  варьируется в пределах 25–27 ‰, что указывает на минимальную степень преобразования С-О изотопной системы.

Отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в карбонатах фиксирует долгопериодические флуктуации, связанные с тектоническими перестройками и глобальными климатическими событиями, в то время как значение  $\delta^{13}C$  зависит от большего количества факторов и подвергается более частому изменению. Следовательно, благодаря применению этих двух изотопных систем можно значительно сузить временной интервал накопления осадочных толщ. Известно, что отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в океане в позднем рифее было ниже 0.7075, а значение  $\delta^{13}C$  варьировалось в положительной области: +5...+7 ‰. В вендское время значение  $\delta^{13}C$  уменьшалось, а отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , наоборот, росло и достигло 0.709 на границе венда-кембрия.

Проведенные исследования изотопного состава стронция наименее измененных известняков с минимальным содержанием терригенной составляющей сухореченской и северореченской свит показали идентичные характеристики. Изотопный состав стронция нижележащих

северореченских известняков варьируется в интервале от 0.70816 до 0.70828. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в известняках сухореченской свиты изменяется в интервале от 0.70813 до 0.70823. Однако значение изотопного состава углерода этих двух свит отличается: значение  $\delta^{13}\text{C}$  северореченских карбонатных пород варьируется около нуля, как в положительной, так и в отрицательной области ( $-0.23 \dots +0.15 \text{ ‰}$ ). При этом изотопный состав углерода карбонатов сухореченской свиты находится в интервале  $+1.20 \dots +1.76 \text{ ‰}$ .

Очевидно, что полученные изотопные характеристики отличаются от таковых в рифейском океане. Сопоставление стронциевых изотопных данных с кривой вариации изотопного состава стронция в воде древнего океана показало, что породы вороговской серии накапливались в венде. Карбонатные породы со значением  $\delta^{13}\text{C}$  накапливались в раннем венде, и это позволяет нам определить временной интервал формирования вороговской серии как 600–540 млн лет. Карбонатные породы с аналогичными изотопными характеристиками известны в разрезах Кузнецкого Алатау (енисейская серия), в пределах Тувино-Монгольского блока (боксонская серия), кратона Калахари (комплекс Цумеб), Южно-Китайской платформы (свиты Даушаньто). Эти результаты хемотратиграфических исследований подтверждаются полученными нами данными U-Pb датирования детритовых цирконов.

Наши исследования показали неправомочность помещения пород вороговской серии в рифей при стратиграфических построениях. Формирование этих отложений происходило в венде вплоть до начала кембрия в пределах западной окраины Сибирской платформы, вероятнее всего в обстановках растяжения (рифтогенеза).

Работа выполнена в рамках государственного задания и при поддержке РФФИ (проекты № 15-05-05095, 16-35-00081).



## ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯ СРЕДНЕКЕДРОВАЯ В БАЙКАЛЬСКОМ ХРЕБТЕ: НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

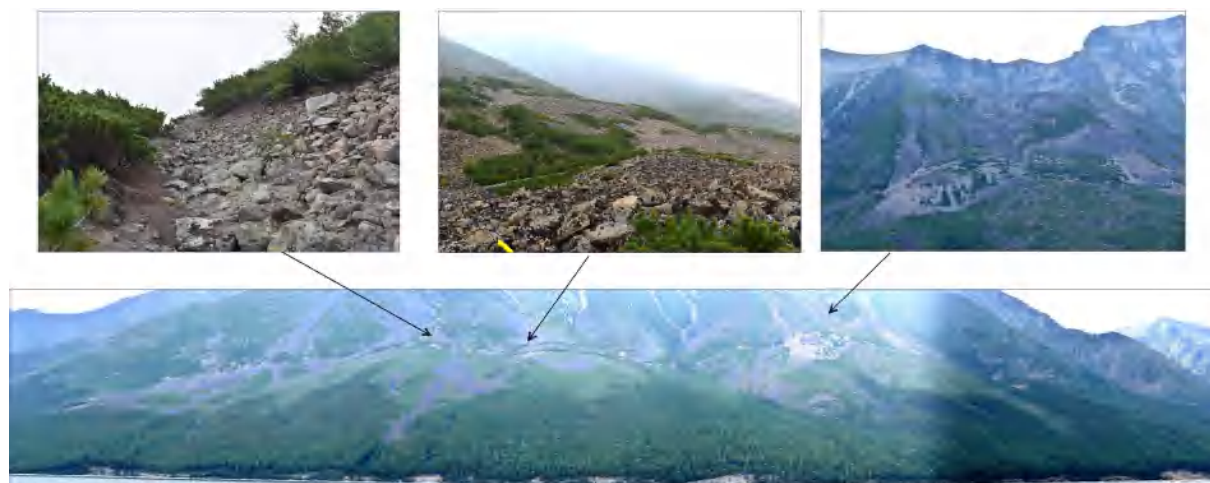
О.В. Лунина, А.С. Гладков, А.А. Гладков, А.М. Афонькин

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

Палеосейсмодислокация Среднекедровая является одной из наиболее выразительных сейсмогенных структур в Байкальской рифтовой зоне. Она протягивается в районе мысов Средний и Северный Кедровый по тыловому шву пьедестала Байкальского хребта (рисунок). Впервые структура была изучена в 1964–1965 гг., в результате чего получена ее структурная схема и подробное описание [1]. В последнем каталоге палеосейсмодислокаций Прибайкалья протяженность описываемого разрыва была принята равной 8–10 км, вертикальное смещение – 9 м [2]. Летом 2016 г. нами на палеосейсмодислокации Среднекедровой были выполнены новые наблюдения и впервые проведены георадиолокационные исследования.

В ходе полевых работ севернее ранее установленного окончания структуры Среднекедровой мы обнаружили новые сейсмогенные разрывы, которые позднее были прослежены на спутниковых снимках высокого разрешения, предоставляемых американской компанией DigitalGlobe и доступных через программу SAS.Планета. С учетом этих разрывов длина всей сейсмогенной разломной зоны может быть оценена не менее чем в 19 км. Морфологически палеосейсмодислокация представлена уступами, рвами, грабенами и глыбовыми складками, которые нарушают склоновые отложения, курумники и коренные породы. Разломная структура зоны типична для обстановки растяжения, но по-разному проявляется на отдельных ее сегментах.

Мы выполнили четыре георадарных профиля на наиболее выраженных сегментах палеосейсмодислокации Среднекедровой. При этом использовался георадар ОКО-2 с антенной АБДЛ Тритон, который позволил достичь глубины проникновения 14–15 м. В результате мы подтвердили сбросовые смещения, варьирующиеся по предварительным оценкам от 0.5 до 7.8 м, полученным из интерпретации радарограмм. Эта работа показала, что метод георадиолокации может быть определенной альтернативой для получения разрезов верхней части земной коры в труднодоступных местах со сложными геологическими и геоморфологическими условиями.



Вид на наиболее выраженный в рельефе сегмент палеосейсмодислокации Среднекедровой и его фрагменты.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00007).

- [1] Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М. и др. Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.
- [2] Smekalin O.P., Chipizubov A.V., Imaev V.S. Paleearthquakes in the Pribaikalie: methods and results of dating // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1, № 1. P. 55–74.



## СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУПЕРКВАРЦИТОВ БУРАЛ-САРЬДАГ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>, А.М. Федоров<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, sashaf@igs.irk.ru

Месторождение Бурал-Сарьдаг расположено на высоте 2500 м в осевой части Гарганского хребта, разделяющего водотоки рек Урик и Гарган Окинский. По геологическим данным оно тяготеет к северо-западному контакту палеопротерозойских метаморфитов Гарганской глыбы с неопротерозойскими образованиями, относящимися к иркутской свите. Гарганская глыба сложена разнообразными гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами и мигматитами, степень метаморфизма которых варьируется от амфиболитовой до гранулитовой фации. Образования иркутской свиты в пределах месторождения представлены кремнисто-карбонатной толщей, в которой обособляется пласт микрокварцитов мощностью не менее 250 м. За пределами месторождения свита сложена сланцево-кварцит-карбонатными породами, которые с несогласием перекрывают образования Гарганской глыбы [1, 2], а в некоторых участках между ними фиксируются признаки тектонических срывов [3]. С позиции литолого-геодинамических реконструкций иркутская свита и перекрывающая ее существенно сланцевая уртагольская свита интерпретируются как шельфовые образования и являются чехлом Гарганской глыбы. Породы иркутской свиты и Гарганской глыбы прорываются неопротерозойскими плагиогранитами (790 млн лет) сумсунарского комплекса [4], а также небольшими телами гранитоидов мункусардыкского комплекса раннего палеозоя. Гарганскую глыбу с трех сторон обрамляет прерывистый пояс верхнерифейских офиолитов преддугового бассейна Дунжугурской островной дуги, представляющей собой фрагменты эродированного аллохтона, надвинутого на глыбу с северо-запада [4].

Первые представления о структуре месторождения были опубликованы в 2003 г. [5]. К настоящему времени были получены новые данные, которые в определенной мере дополняют ранние сведения и позволяют внести определенные коррективы. Известно, что месторождение связано с пачкой пород иркутской свиты, сложенной кремневидными микрокварцитами с отчетливо полосчатой текстурой за счет неравномерной окраски, меняющейся от темно-серого тона до светло-серого. Продуктивные тела белоснежных «суперкварцитов» и светло-серых микрокварцитов локализуются на вершине хребта в виде пластообразных тел с пологим погружением на северо-запад.

Структурные наблюдения в редких обнажениях, сохранившихся среди курумов, показали, что падение слоистости в кварцитах  $310^\circ$ , угол  $22^\circ$ . В кварцитах встречаются фрагменты замков сопряженных складок изоклиальной морфологии. Осевые поверхности этих складок погружаются по азимуту  $295^\circ$ , угол  $40^\circ$ , а шарниры – по азимуту  $20^\circ$ , под углом  $30^\circ$ . Полученные структурные данные позволяют полагать, что горизонт имеет не моноклиальное строение, а сложноскладчатую внутреннюю структуру, в формировании которой намечается два деформационных этапа. Ранний этап становления структуры проявлялся в возникновении изоклиальных складок ( $F_1$ ) и кливажа осевой поверхности. Кливаж отчетливо просматривается в углистых сланцах, в то время как практически не заметен в кварцитах. Это связано с тем, что в кварцитах кливаж проявляется в особых динамических условиях в силу своей жесткости. В результате этих движений в кварцитах возникла тектоническая полосчатость ( $S_1$ ), которая ориентирована субпараллельно осевым поверхностям изоклиальных складок. На крыльях структур ее положение совпадает со слоистостью ( $S_0$ ). Второй этап выразился в возникновении структур кренуляционного кливажа, который наложен на ранее сформированный структурный план, но не оказал существенного влияния на него. Установленный парагенез структур свидетельствует о том, что месторождению присущи структурные формы, которые возникли в результате сдви-

гового течения. Это течение привело к перекристаллизации и предпочтительной ориентировке гранобластовых агрегатов кварца. Этому же, вероятно, способствовало гидролитическое ослабление кварца, которое позволяет объяснить низкотемпературное пластическое и суперпластическое течение кварца в низкоградиентных метаморфических условиях [6]. Процесс течения происходил неравномерно, что приводило к возникновению участков растяжения. Последние фиксируются жилами, выполненными сегрегационным кварцем либо зонами брекчирования с обломками микрокварцитов, сцементированных аналогичными микрокварцитами.

Микроструктурные исследования кварцевых тектонитов указывают, что их становление осуществлялось в две стадии. Ранние стадии реализовались в режиме суперпластического течения, что выражается в возникновении удлинённых форм зерен кварца с резкими зазубренными границами. Зерна характеризуются ярко выраженным волнистым погасанием облачного типа и имеют однообразную ориентировку. Следующая стадия несет признаки, указывающие на процессы регенерации, при которых формируется ненапряженная структура кристаллов. Это свойственно центральной части месторождения, где среди сливного тонкозернистого кварца выделяются крупные зерна прозрачного кварца. Микроструктура тектонитов характеризуется зернами двух типов – полигональными и удлинёнными. Полигональным зернам свойственны четкие границы с угловыми соотношениями от 90 до 120° и отсутствие волнистого погасания. Удлинённые зерна имеют зазубренные границы и волнистое погасание. Проявление установленных стадий способствует возникновению гранулированного кварца и самоочищению его от примесей в процессе пластической деформации. Примеры самоочищения минералов при рекристаллизации в процессе динамического воздействия описаны в ряде работ [7, 8].

Для выяснения динамических условий проявления этих процессов пока не имеется достаточных данных. Они могли быть связаны с суперпластическим течением кварца при формировании крупных складок подобного типа либо складок ламинарного течения, которые реализуются в режиме простого сдвига. По имеющимся макроструктурным данным можно полагать, что тектонический транспорт вещества осуществлялся в северо-западном направлении.

- [1] Авдонцев Н.А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Л.: Наука, 1967. 99 с.
- [2] Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Ред. Н.Л. Добрецов, В.И. Игнатович. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
- [3] Шмотов А.П., Роцектаев П.А., Гелетий Н.К. О взаимоотношении докембрийских пород в Восточном Саяне (Гарганская глыба) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 5. С. 87–94.
- [4] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
- [5] Воробьев Е.И., Спиридонов А.М., Непомнящих А.И., Кузьмин М.И. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // ДАН. 2003. Т. 390, № 2. С. 219–223.
- [6] Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
- [7] Чередниченко А.И. Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наукова думка, 1964. 184 с.
- [8] Паталаха Е.И. Метаморфизм руд стратиформных полиметаллических месторождений Казахстана // Геология и металлогения Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1989. С. 266–288.



## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ЭСКИЗ АКИТКАНО-ТЕПТОРГИНСКОГО ВРЕМЕНИ – ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, 1.8–1.3 МЛРД ЛЕТ Т. Н.

В.Д. Мац

Кармиэль, Израиль, matsvic@bezeqint.net

Известно [1–3 и др.], что вдоль западной окраины Байкальской горной области протягивается Северобайкальский вулканический пояс [4], сложенный практически неметаморфизованными вулканогенно-терригенными образованиями акитканской серии. Их стратотипические разрезы описаны в Акитканском и Байкальском хребтах. Один из наиболее представительных в Акитканском хребте разрезов описан по р. Чае [5]. Здесь выделяются нижняя существенно вулканогенная (хибеленская) и верхняя существенно песчано-конгломератовая толщи (чайская и окуньская свиты). Возраст первой определен как палеопротерозойский – 1.80–1.87 млрд [3]. Несмотря на внушительный возраст, в породах прекрасно сохранились тончайшие текстурно-структурные нюансы, что позволяет надежно реставрировать генезис отложений и общую палеогеографическую обстановку того времени. Особенно много в этом отношении дает изучение разреза по долине р. Чае [5], который принят как стратотип чайской свиты [3]. Информативны также и другие разрезы и площади [2].

На р. Чае, текущей вкрест простирания пород, на протяжении 12 км вскрыт непрерывный разрез кварцито-конгломератовой толщи, выделяемой в качестве чайской и окуньской свит [5]. Чайская свита с перерывом залегает на хибеленской. Терригенная толща слагает полого наклоненную к западу моноклираль. Породы обнажены в двух плоскостях – в невысоких субвертикальных стенках и на примыкающих к ним субгоризонтальных площадках. Все обнажения защищены весенними льдами, что позволяет видеть тончайшие детали строения пород. Документация разреза удобна и продуктивна, однако само путешествие по долине, а здесь возможен только сплав по реке, изобилующей порогами, водопадами, сопряжено с реальными трудностями и даже опасностями. На участке, где на Чае вскрывается разрез чайской и окуньской свит, река прорезает молодое антицедентное поднятие и течет в глубокой долине, крутые склоны которой покрыты россыпями и лишены растительности. На реке в этой ее части нет ни одного плёса – сплошные быстрины, пороги, водопады, так что желающим повторить мой маршрут следует основательно продумать свои возможности.

Чайская и окуньская свиты общей мощностью около 3200 м слагают огромную, выпуклую в плане к западу линзу, протяженностью более 100 км. Они сложены многостепенными ритмами. В чайской свите выделяются микро-, мезо- и макроритмы [5]. Микроритмы асимметричные – в их основании залегают наиболее грубообломочные отложения, сменяющиеся к кровле более мелкозернистыми, вплоть до глинисто-алевритовых. Их мощность колеблется от 3–5 до 5–8 м. Микроритмы группируются в мезо-, а те, в свою очередь, в макроритмы. Мощность мезоритмов колеблется от 150 до 350 м, в среднем – 200–250 м. Они обычно ограничены поверхностями размыва. Характер микро- и мезоритмов в разных частях разреза различен, что определяет литологическую индивидуальность макроритмов. Разрез свиты образуют три макроритма. Мощность I макроритма 1300 м, II макроритма – 750 м, III макроритма – 650 м.

Осадки чайской свиты полимиктовые. Они накапливались в континентальных условиях, о чем свидетельствуют литологические особенности пород – многостепенная ритмичность разреза, основу которого составляют асимметричные микроритмы малой мощности. В их основании залегают наиболее грубозернистые песчаники и конгломераты, постепенно сменяющиеся более тонкозернистыми породами, вплоть до алевролитов-аргиллитов. Отмечается грубая зернистость осадков, плохая сортировка и низкая степень окатанности обломков, линзовидный характер многих слоев, многочисленные следы внутриформационных размывов, перерывов, косая слоистость потокового типа, часто массивный характер наслоений, асимметричные знаки

ряби на поверхностях напластования. Все особенности строения разреза и литологические особенности отложений характерны для констративно наслоенных аллювиальных свит [5].

Палео-Чая прорезала древнюю расчлененную горную страну, которая располагалась к востоку, северо-востоку от поля чайской свиты, т.е. в области современной Байкальской горной области. Об этом свидетельствуют ориентировки динамических текстурных элементов. Область сноса располагалась в непосредственной близости. Разрушались эффузивы хибеленской свиты, многочисленные тела гранитов и толщи метаморфизованных сланцев и джеспилитов нижнего протерозоя. Вероятно, бассейн палео-Чай был близок современному бассейну р. Чай. Из горных цепей Байкальского нагорья палео-Чая попадала на предгорную равнину. Энергия потоков резко падала, и сбрасывалась основная масса терригенного материала. Осадки чайской свиты формировали конус выноса – сухую дельту, которая постепенно разрасталась, образуя все более расширяющийся веер.

IV макроритм выделен в окуньскую свиту [5]. По данным Л.В. Ревякина, она залегает трансгрессивно на чайской свите. В ее разрезе чередуются континентальные и морские осадки. Источником континентальных слоев оставалась Байкальская горная область, а морских – расположенная западнее равнина Сибирской платформы. Об этом свидетельствует ориентация динамических текстур. Замеры косослоистых серий не выявляют преобладания какой-либо системы ориентировки. Лишь в восточных румбах количество замеров минимально. Длинные оси галек простираются преимущественно в западном, северо-западном и юго-западном направлениях.

На равнинах Сибирской платформы глубоко зашли процессы химического выветривания, и окуньская свита в значительной степени сложена продуктами ее переотложения. В разрезе свиты чередуются грубозернистые косослоистые полимиктовые песчаники, часто красноцветные и светло-серые мелко- и среднезернистые горизонтально слоистые кварцевые песчаники, иногда с глауконитом. Слагающие их зерна кварца хорошо окатаны и отсортированы по размерам. Редкие прослои аргиллитов, по данным В.К. Головенка, имеют высокоглиноземистый состав. Многочисленные линзы конгломератов сложены почти исключительно кварцем. В единичных случаях встречается галька джеспилитов и кварцевых порфиров. Аллювиальная предгорная равнина временами покрывалась неглубоким морем. Морские осадки резко отличаются от континентальных составом и текстурно-структурными особенностями. Особенности состава окуньской свиты позволяют сопоставить ее с пурпольской свитой Байкало-Патомского нагорья.

Таким образом, в песчано-конгломератовой толще на р. Чае видны все этапы развития крупной речной системы, которая в начальные этапы формировала постепенно разрастающуюся сухую дельту, а на конечном этапе образовала типичную дельту, в отложениях которой чередуются аллювиальные и мелководно морские отложения [5].

Установление аллювиального генезиса отложений, возраст которых определен в 1.80–1.87 млрд лет [3], требует объяснения. Как известно, в докембрии отсутствовала наземная растительность и, следовательно, не могли существовать постоянные водотоки, т.е. не было рек, и не могло быть аллювия. Тем не менее детальное изучение песчано-конгломератовой толщи р. Чай убедительно показало аллювиальный генезис отложений чайской свиты. Ее разрез представляет пример типичной констративно наслоенной аллювиальной свиты [5].

Разрешить это противоречие позволяет допущение, что высокогорья, с которых брала начало палео-Чая, были покрыты ледниками и ситуация напоминала существующую в бассейне рек Аму-Дарья и Сыр-Дарья, питающихся ледниками на горных вершинах Тянь-Шаня.

О вероятном существовании высокогорных ледников в палеопротерозое свидетельствуют также особенности строения терригенных отложений в разрезе хибеленской свиты в Западном Прибайкалье. Здесь на р. Ср. Кедровый обнажена толща ленточно-слоистых алевролитов. Их текстурные особенности тождественны характерным для отложений приледниковых озер, в которых чередуются асимметричные годовичные ленты глинисто-алевритового осадка. По простирацию алевролиты быстро замещаются валунно-галечными конгломератами – возможными отложениями морен.

В то же время литологические особенности чайской и хибеленской свит – красноцветные тона окраски, трещины усыхания, седиментационные брекчии и др. – свидетельствуют о жарком засушливом климате предгорий. Это согласуется с тем, что формирование акитканской серии приходится на время Великой ледниковой паузы, длительностью 1450 млн лет, между гуронской – 2400–2200 млн лет т.н. и африканской – 750–540 млн лет т.н. гляциоэрами. В ее от-



ложениях нет достоверных следов оледенений [6]. Но это, конечно, не исключает наличия ледников в высокогорьях. По-видимому, такие ледники покрывали горные вершины в акитканское время.

- [1] Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 1. 515 с.
- [2] Мац В.Д., Бухаров А.А., Егорова О.П. Стратиграфия и некоторые литологические особенности терригенно-вулканогенных толщ Северо-Байкальского вулканического пояса // Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибирской платформы. Вып. 1. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1968. С. 116–139.
- [3] Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибикина Е.В., Гладкочуб Д.П., Диденко А.Н., Кирнозова Т.И., Водовозов В.Ю., Станевич А.М. Стратотип чайской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 9. С. 916–920.
- [4] Бухаров А.А. Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
- [5] Мац В.Д., Егорова О.П. К литологии и стратиграфии песчано-конгломератовой толщи р. Чай // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М.: Недра, 1966. С. 232–237.
- [6] Чумаков Н.М. Оледенения Земли. История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. Труды ГИН. Вып. 611. М.: ГЕОС, 2015. 157 с.



## Р-Т ПАРАМЕТРЫ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ХРЕБЕТ ХЭНТЕЙ)

А.Я. Медведев, М.А. Горнова, В.А. Беляев, А.А. Каримов

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

Одним из районов распространения кайнозойских вулканитов является Южное Забайкалье. Щелочные базальтоиды с возрастом 5.5–8.0 млн лет [1] достаточно давно известны в Южном Забайкалье на хребте Хэнтей. Они распространены в виде небольших по площади и мощности потоков и покровов в верховьях рек Чикой и Чикокон.

Ранее нами были проведены исследования вещественного состава вулканитов. Выяснено, что изученные вулканиты относятся к пикробазальтам и трахибазальтам и по своим геохимическим характеристикам соответствуют базальтам океанических островов (ОИВ).

На основе изучения минералогических и геохимических данных были определены Р-Т параметры образования базальтоидных магм. Расчет родоначального состава расплава щелочных базальтов Чикокона был проведен по обычно используемой методике [2, 3], в которой принимаются два допущения. Первое – родоначальный расплав равновесен с реститовым мантийным оливином с магнезиальностью 0.91. Второе – фракционирование родоначального расплава происходило только в результате кристаллизации оливина. Процедура расчета состояла из выявления равновесного к расплаву (в начале это состав афировой породы) состава оливина по  $K_D=0.3$ , прибавления к расплаву 0.5 вес. % равновесного оливина и далее повторения этих операций до момента равновесия расплава с  $Fo_{0.91}$ . В двух образцах количество вкрапленников оливина не превышает 5 %, и их можно рассматривать как афировые. Кроме того, в них коэффициент распределения Fe-Mg ( $K_D$ ) между Ol 2 и составом породы равен 0.31 и 0.29, соответственно, что свидетельствует о равновесии. Следовательно, количество аккумулярованного из перидотитовых ксенолитов оливина невелико и незначительно изменило валовый состав породы, поэтому его можно использовать как состав расплава. В третьем образце высокий  $K_D=0.37$  указывает на обогащение породы оливином перидотитовых ксенолитов, поэтому этот образец в расчетах не использовался. Результаты расчетов приведены в таблице.

Составы базальтов В26 и В11/2 различаются в основном содержанием MgO: 12.03 и 14.67 мас. %, соответственно. Рассчитанные по этим образцам составы родоначальных расплавов близки и характеризуются высоким содержанием MgO ~16.9 вес. %. Состав петрогенных элементов расплавов является функцией главным образом Р и Т, а не степени плавления и состава источника [2]. Это позволило определить эти параметры для родоначальных расплавов щелочных базальтов Чикокона, используя программный комплекс из работы [4]. Следует отметить, что корректность проведенных расчетов подтверждается наличием в рассматриваемых базальтах ксенолитов гранатовых перидотитов.

ОИВ-подобные базальты характеризуются широкими вариациями редкоэлементных и изотопных составов, что отражает гетерогенность мантии. Только некоторые ОИВ имеют изотопный состав трех мантийных конечных источников, названных НІМU, ЕМІ и ЕМІІ [5]. Большая часть ОИВ представляет собой смеси между НІМU, ЕМІ и ЕМІІ и деплетированной верхней мантией DMM (источником N-MORB). Для мантийных источников не только установлены изотопные характеристики, но показано, что они имеют также и специфические редкоэлементные составы, отличающиеся друг от друга [6]. Так, базальты, образованные из источни-

| Образец | SiO <sub>2</sub> | Ti O <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeOt  | MnO  | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | H <sub>2</sub> O | P, кб | T °C |
|---------|------------------|-------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------|------------------|-------|------|
| В11/2   | 44.76            | 2.00              | 10.93                          | 11.12 | 0.18 | 16.82 | 8.60 | 2.95              | 1.30             | 0.12                           | 0.46                          | 0.27             | 3.45  | 1581 |
| В26     | 44.10            | 1.97              | 10.78                          | 11.24 | 0.18 | 16.98 | 8.88 | 2.99              | 1.24             | 0.12                           | 0.61                          | 0.15             | 3.66  | 1595 |

ка HIMU, характеризуются обогащением HFSE относительно LILE и LREE, низким отношением Rb/Sr, высокими отношениями U/Pb и Th/Pb. Высокие U/Pb и Th/Pb отношения приводят к высокоррадиогенному изотопному составу свинца. Базальты Чикокона имеют сходное распределение редких элементов с характерным Nb-Ta максимумом относительно LILE и LREE. Кроме того, они имеют и высокие отношения U/Pb (0.41–0.69) и Th/Pb (1.51–2.63), сопоставимые с HIMU (0.5 и 1.8, соответственно). Это свидетельствует, что доминантным компонентом мантийного источника базальтов Чикокона является HIMU. Компонент HIMU обычно интерпретируется как древняя ( $\geq 1-2$  Ga) рециклированная океаническая кора из эклогита или пироксенита [7]. В результате геохимического изучения щелочных лав Канарских островов был сделан вывод, что вовлекаемый в плюмовый магматизм рециклированный HIMU компонент представлен только перидотитом, а эклогитовый состав характерен только для молодой ( $< 1$  Ga) субдцированной коры [8]. Рассчитанные для родоначального расплава базальтов Чикокона значения  $T \sim 1581-1595$  °C и  $P$  3.45–3.66 кбар отклоняются от адиабаты DMM в сторону плюмовой адиабаты. Все это позволяет предположить, что базальты Чикокона образовались в результате частичного плавления мантийного плюма с доминирующим составом HIMU.

Работа закончена при финансовой поддержке НШ-9638.2016.5.

- [1] Поляков А.И., Багдасарьянц Г.И. О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях составов вулканитов // Геохимия. 1986. С. 301–317.
- [2] Albarede F. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? // Journal of Geophysical Research. 1992. V. 97, № B7. P. 10997–11009.
- [3] Aldanmaz E., Gourgaud A., Kymakci N. Constraints on the composition and thermal structure of the upper mantle beneath NW Turkey: Evidence from mantle xenoliths and alkali primary melts // Journal of Geodynamics. 2005. V. 39. P. 277–316.
- [4] Putirka K. Thermometer and barometers for volcanic systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–142.
- [5] Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 90. P. 273–296.
- [6] Weaver B.L. The origin of ocean basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 88. P. 381–397.
- [7] Zindler V., Hart S.R. Chemical geodynamics // Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences. 1986. V. 14. P. 493–571.
- [8] Gurenko A.A., Sobolev A.V., Kaj A., Hoernle D., Folkmar H.D., Hans-Ulrich S.E. HIMU-type peridotite and depleted recycled pyroxenite in the Canary plume: A mixed-up mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 277. P. 514–524.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ СЕВЕРО-МУЙСКОГО РАЙОНА В 2014–2016 ГОДАХ

В.И. Мельникова<sup>1</sup>, Н.А. Гилева<sup>2</sup>, А.И. Середкина<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, nagileva@crust.irk.ru

Северо-Муйский район Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) в сейсмическом отношении является наиболее активным ее участком. Сложные структурно-тектонические условия здесь обусловлены принадлежностью данной территории к Верхнеангарско-Муйской межвпадинной горной перемычке. Процесс переработки ее внутренней структуры носит блоковый характер и тесно связан с рифтогенезом. Разноранговые блоки земной коры в районе разделены современной сеткой разрывных нарушений, сформировавшейся в результате длительной эволюции земной коры и представленной межблоковыми, внутриблоковыми и локальными внутриблоковыми разломами [1, 2] (рисунок). Предполагается, что на рассматриваемой территории возможны землетрясения с магнитудой более 6, при этом предпосылкой такого заключения является наличие в районе ряда палеосейсмостектонических структур, с которыми связаны одноактные или многоактные палеоземлетрясения с магнитудой более 7 и интенсивностью не менее 9 баллов [3].

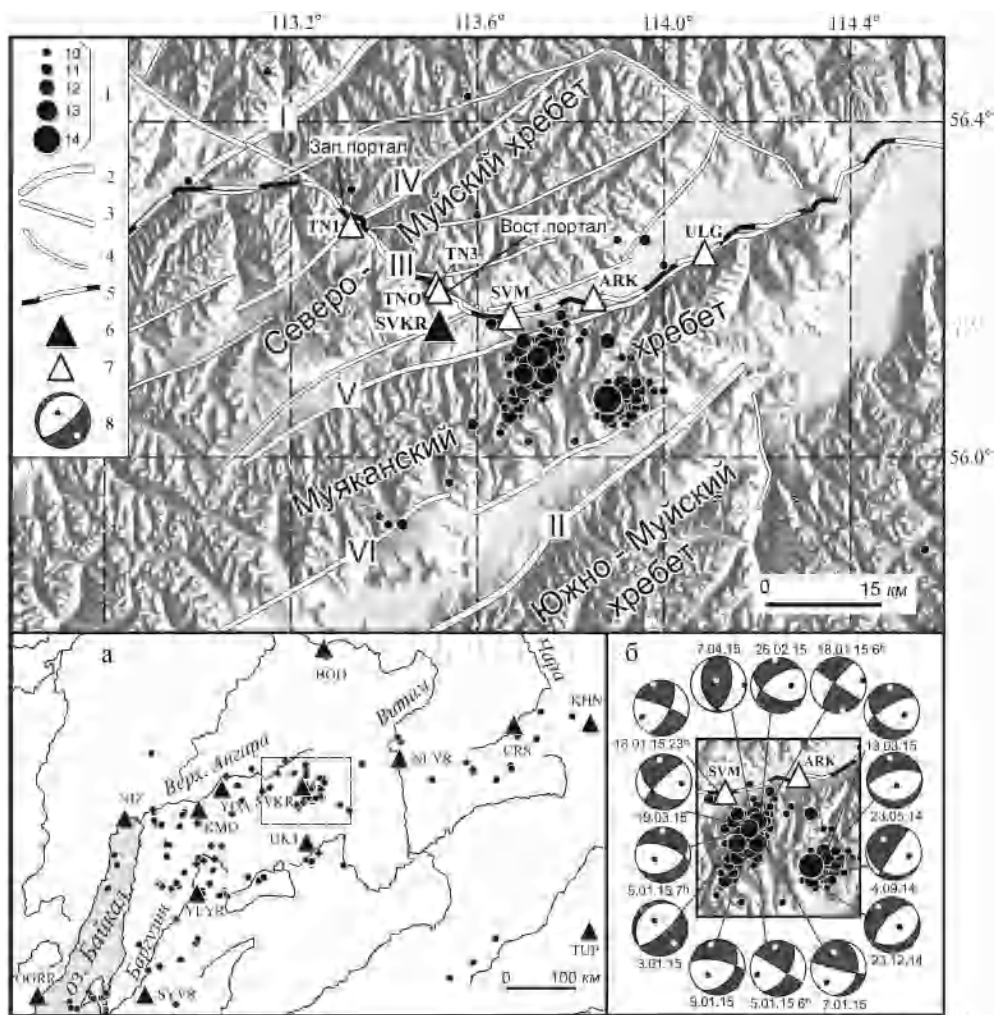
Известно, что горные перемычки в БРЗ характеризуются повышенной сейсмической опасностью [1], однако в рассматриваемом районе ситуация осложняется наличием трассы Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Кроме того, в зоне внутриблокового Перевального разлома докайнозойского заложения, секущего поперек рифтовые структуры, находится ответственное инженерное сооружение – 15-километровый тоннель.

На сегодняшний день имеются достаточно весомые результаты геолого-геофизических исследований данного участка рифта, опубликованные в ряде статей и в монографиях [1–6]. Вместе с тем очевидно, что постоянно пополняемая база данных требует регулярного сейсмостектонического мониторинга, основанного прежде всего на детальном сейсмологическом наблюдении. Первый опыт таких работ и ценные сведения о развитии сейсмоактивных областей в Северо-Муйском районе были получены в результате создания здесь в 1976 г. локальной сети сейсмических станций [1].

Уникальная возможность подобных исследований в рассматриваемом районе представилась в результате появления в 2014–2016 гг. крупной сейсмической активизации, эпицентральной областью которой локализовалась в Муяканском хребте в 10–30 км к юго-востоку от Восточного портала Северомуйского тоннеля (рисунок). Отметим, что за относительно короткий период времени в районе данной активизации зарегистрировано такое количество землетрясений (около 300 событий с  $K_p \geq 10$ ), которое было установлено для всего Северо-Муйского района за 50 предшествующих лет (в границах рисунка). В настоящей работе приводятся результаты первого этапа изучения муяканских землетрясений.

Наиболее сильное событие ( $K=14.3$ ,  $M_w=5.4$ ) этой серии сейсмических толчков произошло 23 мая 2014 г. До конца 2014 г. в районе активизации зарегистрировано 2305 землетрясений с  $K=5.6–14.3$ . Новый мощный всплеск сейсмической активности, область которой переместилась на северо-запад, ближе к Восточному portalу тоннеля, пришелся на начало 2015 г.

Для детальных наблюдений за муяканской активизацией Байкальским филиалом ГС СО РАН с содействием сотрудников ВСЖД дополнительно к стационарной сети станций была развернута временная сеть из 6 сейсмостанций, которая проработала полтора месяца (19.01–05.03.2015 г.). В этот период были зарегистрированы тысячи слабых и умеренных землетрясений. Кроме того, удалось установить, что гипоцентры большинства из них располагаются на малых глубинах ( $h=5–8$  км). Отметим, что с течением времени поле эпицентров разделилось на два кластера (юго-восточный и западный) и приблизилось к Восточному portalу тоннеля [7].



**Схема разломных структур Северо-Муйского района БРЗ и сейсмичность за период (2014–2016 гг.).** 1 – эпицентры землетрясений с  $K \geq 10$  ( $M \geq 3.5$ ); активные разломы (по [1, 2]): 2 – межблоковые (I – Северомуйский, II – Верхнемуйский), 3 – внутриблоковые (III – Перевальный, IV – Ангараканский, V – Муяканский, VI – Южномуяканский), 4 – локальные внутриблоковые; 5 – железная дорога; 6, 7 – региональные и локальные сейсмические станции; 8 – стереограммы фокальных механизмов (с датами) в проекции нижней полусферы, выходы осей напряжений сжатия и растяжения обозначены черными и белыми точками (врезка «б»). На врезке «а» показана сейсмичность Северо-Восточного Прибайкалья за период (2014–2016 гг.), пунктиром выделен Северо-Муйский район.

В плане фокальных механизмов и напряженно-деформированного состояния земной коры Северо-Муйский район изучен достаточно детально. Известно, что здесь доминирует сейсмотектонический режим северо-западного субгоризонтального растяжения, который является основной базовой характеристикой БРЗ в целом [1, 4, 6]. Для выявления очаговых параметров (глубины гипоцентра, скалярного сейсмического момента, моментной магнитуды и фокального механизма) муяканских землетрясений с магнитудой более 4.0 на основе амплитудных спектров поверхностных волн были рассчитаны тензоры сейсмических моментов. Установлено (врезка «б» к рисунку), что разрядка напряжений в очагах (кроме одного события: 07.04.2015 г.) происходила при стабильном субгоризонтальном северо-западном или меридиональном растяжении, при этом угол погружения осей сжатия изменялся в широких пределах ( $0-90^\circ$ ). Очевидно, что в механизмах очагов рассматриваемых землетрясений в полной мере отражается разноранговая блоковая структура земной коры Северо-Муйского района и преобладание рифтовых (растягивающих) напряжений.

В заключение отметим, что в научном плане в результате изучения муяканской активизации 2014–2016 гг. удалось получить факты, подтверждающие ранее высказанные предположения [1, 2] о процессах разрастания в Северо-Муйском районе впадин за счет опусканий отдель-

ных участков хребтов и горных перемычек. Практический аспект проведенных исследований заключается в выявлении степени влияния данной активизации на сейсмическую безопасность Северомуйского тоннеля. Прежде всего это касается использования сведений о малых глубинах гипоцентров землетрясений и их механизмов.

- [1] *Кочетков В.М. и др.* Ангараканский рой землетрясений в Байкальской рифтовой зоне (условия возникновения и особенности развития). Новосибирск: Наука, 1987. 81 с.
- [2] *Геология и сейсмичность зоны БАМ.* Структурно-вещественные комплексы и тектоника / Ред. М.М. Мандельбаум. Новосибирск: Наука, 1983. 189 с.
- [3] *Смекалин О.П., Имаев В.С., Читизубов А.В.* Палеосейсмология Восточной Сибири. Иркутск, 2011. 99 с.
- [4] *Мельникова В.И., Мишарина Л.А.* Некоторые закономерности развития Ангараканского роя землетрясений в Северо-Муйском районе Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 68–75.
- [5] *Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность* / Ред. С.Л. Соловьев. Новосибирск: Наука, 1985. 192 с.
- [6] *Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Радзиминович Я.Б., Очковская М.Г., Середкина А.И.* Ощутимые землетрясения Северо-Муйского района в 2007 г. (Северное Прибайкалье): Мудриканское 5 апреля с  $K_p=13.4$ ,  $M_w=4.9$ ,  $I_0=7$  и Южномуяканское 23 августа с  $K_p=13.3$ ,  $M_w=4.8$ ,  $I_0=7$  // Землетрясения Северной Евразии. 2007 год. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 351–362.
- [7] *Гилёва Н.А., Кобелева Е.А., Масальский О.К.* Сейсмическая активизация 2014–2015 гг. в Муяканском хребте вблизи Северомуйского тоннеля трассы БАМ // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Десятой Международной сейсмологической школы / Ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 96–100.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ХАНГАЙ-ХЭНТЕЙСКОЙ МЕГАЗОНЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

О.Р. Минина<sup>1</sup>, Я. Ариунчимэг<sup>2</sup>, И.В. Гордиенко<sup>1</sup>, Л.И. Ветлужских<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

<sup>2</sup> Улан-Батор, Монголия, Институт палеонтологии и геологии МАН

Хангай-Хэнтейская мегазона относится к Северо-Монгольской складчатой системе и подразделяется на шесть террейнов: Заг-Хараа, Асралтхайрхан, Хархорин, Хангай, Улаанбаатар, Онон [8]. Наши исследования были сосредоточены в северном блоке мегазоны в пределах террейна Улаанбаатар и сопряженного с ним Орхонского прогиба.

В Улаанбаатарском террейне девонско-каменноугольные отложения входят в состав мощной кремнисто-терригенной серии, известной под названием хэнтейской группы. Хэнтейская группа сложена в основном аккреционными комплексами и их метаморфическими фациями [8]. В стратиграфическом отношении она подразделяется на следующие формации: Сэргэлен (нижний девон), Горхи (средний и верхний девон), Алтановоо (нижний карбон) и Оргиоч (нижний и верхний карбон) [8]. Новые данные получены нами по формации Горхи, распространенной в бассейне р. Туул.

Формация Горхи представляет собой мощный комплекс чередующихся вулканомиктовых, полимиктовых, граувакковых песчаников, алевролитов, аргиллитов с линзами конгломератов, телами базальтов, габбро-долеритов, горизонтами яшмокарцитов и сургучно-красных яшм, разной протяженности (от нескольких до сотни метров) и мощности (от десятков сантиметров до десятков метров). В местности Шохой-Цаган-Булаг в состав формации включается толща, сложенная голубоватыми туффитами, туфоалевролитами, темными кремнисто-глинистыми алевропелитами, сиреневыми андезитовыми туфами, линзами светлых известняков и темно-зеленых базальтов. Среди терригенных пород формации установлены горизонты (мощностью до десятка метров) олистостром, характеризующиеся хаотичностью внутреннего строения, присутствием грубокластического неокатанного материала, гетерогенным составом, резкими границами тел.

К настоящему времени о возрасте формации имеются следующие данные. В яшмоидах выявлены четыре дискретных комплекса радиолярий: нижнесилурийский, ниже-, средне- и верхнедевонский (фран), а также верхнедевонские конодонты [3]. Изотопные исследования детритовых цирконов из терригенных пород формации показали преобладание цирконов с возрастом 340–330 млн л. (нижний карбон, визе-серпухов) [2, 7]. Возраст габбро-долеритов, ассоциирующих с силицитами (местность Налайх), определен в 375 млн л. (неопубликованные данные монгольских геологов). Нами в терригенных породах формации установлены остатки растений, представленные филлоидами плауновидных (карбон), и нижнекаменноугольные миоспоры. Среди палиноморф преобладают виды *Punctatisporites uncatius* (Kedo) Byv., *Acanthotriletes singularis* Kedo, *Leiotriletes angularis* (Kedo) Byv., характерные для турнейского яруса. Известняки карьера Шохой-Булаг по криноидеям относились к девону [3]. Нами в известняках выделены фаменские конодонты *Polygnathus glaber* Ulr. et Bass. и миоспоры *Knoxisporites literatus* (Waltz) Playf., *Hymenozonotriletes multangularis* Naum., *Hymenozonotriletes multangularis* Naum. Возраст глинисто-кремнистых алевропелитов, ассоциирующих с линзами известняков, по присутствию видов *Auroraspora rugosiusculus* (Jush.) Byv. *Chaetosphaerites pollenisimilis* (Horst) Butt. et Will. (визе-серпухов), *Cingulizonates radaicus* Byv., N.Umn. et Vor. (визе) определяется как раннекаменноугольный, визейско-серпуховский.

Таким образом, терригенные породы формации Горхи имеют раннекаменноугольный возраст; скорее всего, нижняя часть разреза накапливалась в турнейском веке, верхняя – в визейско-серпуховском. В горизонтах (олистолитах) и линзах яшмоидов и известняков установлены разновозрастные комплексы радиолярий, конодонтов, криноидей, миоспор (силур, ниж-

ний, средний и верхний девон). Линзы базальтов датированы поздним девонем. Разновозрастность отложений, включающихся в состав формации Горхи, присутствие олистостром, крупных олистолитов (образуют выраженные в рельефе скалы, выступы разных размеров), седиментационные признаки терригенных пород (оползневые складки, конволютные текстуры, засорение грубой кластикой, разная степень тектонизации и др.) позволяют высказать предположение о микститовой природе формации Горхи. Возможная модель формирования подобных комплексов может быть следующей: разновозрастные блоки, олистолиты, являющиеся остатками позднесилурийско-девонского симаунта [3, 7], попадали в раннекаменноугольный турбидитовый бассейн седиментации и «засыпались» граувакковым материалом.

В краевых поднятиях, обрамляющих с севера и юга Хангайский и Улаанбаатарский террейны, наблюдается совершенно иной разрез девона и карбона. Наши исследования проводились в пределах Северо-Хэнтэйского поднятия (бассейн р. Харагол), где девонские отложения распространены по обрамлению Дзунмодского вулканического массива и несогласно залегают на нижнепалеозойской харинской серии [1]. Девонские породы представлены граувакковыми терригенными отложениями и вулканитами среднего состава. В глинисто-граувакковой части разреза ранее была найдена фауна брахиопод среднего–верхнего девона [1]. Комплекс миоспор, выделенный из этих отложений, содержит виды *Apiculatisporites eximius* (Naum.) Oshurk., *Verruciretusispora semilucensis* (Naum.) Oshurk., *Tuberculiretusispora domanica* (Naum.) Oshurk., *Archaeozonotriletes devonicus* Naum., *A. aculeatus* Naum., *Archaeozonotriletesa variabilis* Naum. var. *dedaleus* Tschibr., типичные для франа. Стратиграфическое положение отложений определяется франским ярусом верхнего девона.

Нами также изучен разрез по пади Баянгол (левобережье р. Харагол), рассматриваемый предшественниками в составе ордовикско-силурийской харинской серии. Он представлен ритмичным чередованием терригенных и карбонатно-терригенных пород. В составе комплекса миоспор встречены виды *Acanthotriletes bucerus* Tschibr., *Calyptosporites krestovnikovii* (Naum.) Oshurk., *Densosporites sorokinii* Obukh., *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Owens var. *limbatus* Tschibr., позволяющие датировать отложения ранним франом.

В Орхонском наложенном прогибе девонские отложения установлены впервые. Здесь в карьере цементного завода Хутэл (бассейн р. Орхон) вскрыта терригенно-карбонатная толща, возраст которой считался венд-кембрийским. Мы датировем толщу средним-поздним девонем (живетом–фаменом). В строении ее разреза выделены карбонатная (известняковая) и терригенно-карбонатная пачки. В карбонатной пачке определены девонские конодонты *Panderodus* sp., *Polygnatus* sp. В составе комплекса миоспор встречены живетско-нижнефранские виды *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Owens var. *limbatus* Tschibr., *G. micromanifesta* (Naum.) Owens var. *crispus* Tschibr., *G. compta* (Naum.) Owens var. *densispinosus* Tschibr., *G. opipara* (Naum.) Owens, *Archaeozonotriletes crassispinosus* Tschibr., *Cristatisporites triangulatus* (Allen) McGr. et Cam., *Calyptosporites krestovnikovii* (Naum.) Oshurk., *Archaeoperisaccus verrucosus* Pashk. Терригенно-карбонатная пачка датирована фаменом. В ней найдены многочисленные скопления раковин тентакулит (S-D) и конодонты *Palmatolepis minuta* Br. Et Mehl. (D<sub>3</sub>fm<sub>1-2</sub>). В составе комплекса миоспор преобладают фаменские виды *Punctatisporites typicus* (Naum.) Oshurk., *Reticulatisporites varius* (Naum.) Oshurk., *Hymenozonotriletes subdiamphidus* Kedo, *Leiosphaeridia compacta* Nekr., *Spelaeotriletes microgranulosus* (Kedo) Obukh., *Hymenozonotriletes miscellus* Kedo.

В заключение следует сказать, что девонские отложения Орхонского прогиба и Северо-Хэнтэйского поднятия в формационном и возрастном отношении сопоставимы с отложениями Витимкан-Ципинской (якшинская, точерская свиты) зоны Западного Забайкалья и Агинской зоны (устьборзинская, цаган-норская свиты) Восточного Забайкалья [4–6]. Аналоги толщ Улаанбаатарского террейна в пределах Забайкалья не установлены.

[1] Геология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1973. Т. 1. 583 с.

[2] Kely T., Yin A., Gehrels G., Dash B. Detrital-zircon geochronology of the Hangay–Henty Basin, Mongolia // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: Implications for continental growth and intracontinental deformation (Second international workshop and field excursions for IGCP Project 480): Abstract and excursion guidebook / Eds. D. Tomurhuu, B.A. Natal'in, Y. Ariunchimeg, S. Khishigsuren, G. Erdenesaikhan. Istanbul, 2006. P. 57–58.

[3] Kurihara T., Tsukada K., Otoh Sh. et al. Upper Silurian and Devonian pelagic deep-water radiolarian chert from the Khangai-Khentei belt of Central Mongolia: Evidence for Middle Paleozoic subduction-accretion activity in the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. V. 34. P. 209–225.



- [4] *Kurilenko A.V., Minina O.R.* The correlation of Devonian deposits of Eastern and Western Transbaikal (eastern Russia) // STRATA. 2015. Series 1. V. 16. IGCP-SDS Symposium. P. 77–79.
- [5] *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.
- [6] *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [7] *Ruppen D., Knaf A., Bussien D., Winkler W., Chimedtsere A., von Quadt A.* Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol–Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay–Hentey accretionary wedge and seamount collision // Gondwana Research. 2014. V. 25, № 4. P. 1517–1534.
- [8] *Tomurtogoo O.* Tectonic map of Mongolia at the scale of 1:1000000, and tectonics of Mongolia (Brief explanatory notes to Tectonic map of Mongolia at the scale of 1:1000000). Ulaanbaatar: Mineral Resources Authority of Mongolia, 2003.



## ПРИРОДА ВЕНДСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ ЧОНСАИРСКОЙ СВИТЫ АГАРДАГСКОЙ ГЕОСУТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В.П. Мокрушников, А.С. Гибшер

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
viktorm@igm.nsc.ru, anatoly.gibsher@yandex.ru

В пределах Агардагской геосутуры, ограничивающей с северо-запада Сангиленский блок Центрально-Азиатского подвижного пояса, до сих пор оставался один из нерешенных вопросов – природа метабазитов чонсаирской толщи [1], традиционно включавшейся в состав венд-кембрийской вулканогенно-осадочной толщи кускунугской свиты.

Петрографическое изучение вулканогенных пород обеих толщ на опорных участках ущелья реки Тес-Хем, хребта Агардаг-Тайга и левобережья сухого лога Чоон-Саир показало, что подавляющая часть изученных образцов пород представлена базальтами и диабазами, в той или иной степени измененными в процессе зеленосланцевого метаморфизма. В порфириковых разновидностях базальтоидов чонсаирской свиты темноцветные минералы во вкрапленниках замещены амфиболами, тогда как в базальтоидах кускунугской свиты представлены неизменными клинопироксенами. Это свидетельствует о значительно более высокой степени метаморфизма чонсаирской свиты по сравнению с кускунугской.

Базальтоиды кускунугской и чонсаирской свит по химическому составу относятся к нормальному ряду толеитовой серии, но по содержанию ряда компонентов ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) базальтоиды кускунугской свиты отличаются от пород чонсаирской толщи. На дискриминационной диаграмме в координатах  $\text{K}_2\text{O}$  –  $\text{TiO}_2$  базальтоиды кускунугской свиты попадают в поле базальтов океанических островов (OIB), а чонсаирской свиты – в поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) (рис. 1). По характеру распределения редкоземель-

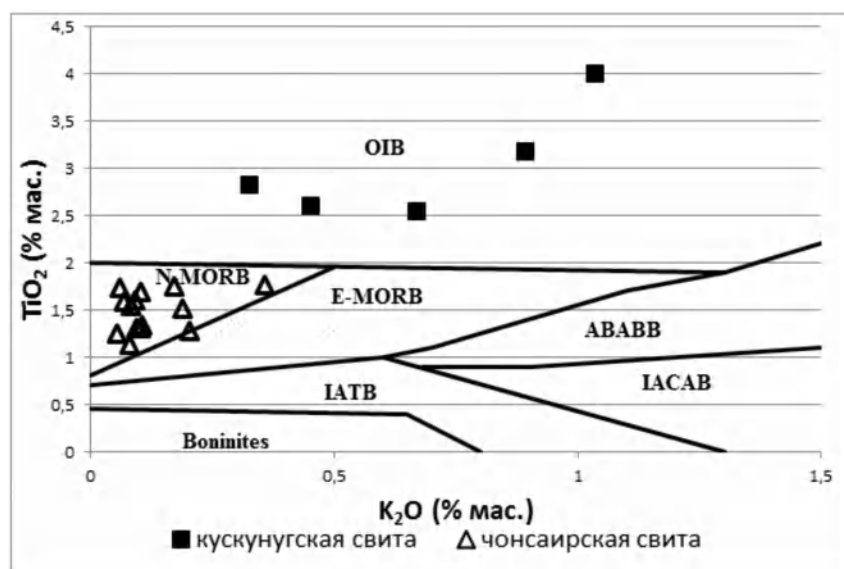
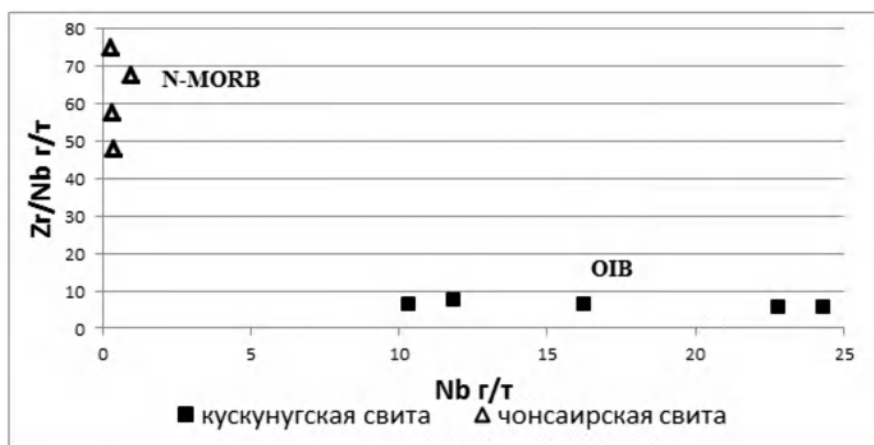


Рис. 1. Диаграмма в координатах  $\text{TiO}_2$  –  $\text{K}_2\text{O}$  для базальтоидов кускунугской и чонсаирской свит. Поля пород: N-MORB – нормальные; E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; OIB – породы внутриплитных океанических островов; ABABB – аномальные базальты задуговых бассейнов; IATB – островодужные толеитовые базальты; IACAB – островодужные известково-щелочные базальты плато; Boninites – бониниты.



**Рис. 2.** Диаграмма в координатах  $Zr/Nb - Nb$  для базальтоидов кускунугской и чонсаирской свит. OIB – магматизм области развития базальтов океанических островов; N-MORB – магматизм области развития нормальных базальтов срединно-океанических хребтов.

ных элементов базальтоиды кускунугской свиты относительно обогащены легкими редкоземельными элементами (РЗЭ), и спектры их распределения имеют отрицательный наклон, характерный для базальтов океанических островов. Спектры РЗЭ базальтоидов чонсаирской свиты сравнимы с нормальными базальтами срединно-океанических хребтов (N-MORB). Аналогичная картина наблюдается и при сравнении мультиэлементных спектров распределения элементов-примесей Zr и Nb, устойчивых к вторичным изменениям (рис. 2).

Полученные результаты петрохимических и геохимических исследований согласуются с геолого-структурными, биостратиграфическими и изотопно-геохронологическими данными о возрасте чонсаирской и кускунугской свит. Первая из них пространственно ассоциирует с акдовуракским дунит-гарцбургитовым комплексом [2] раннего венда ( $569.6 \pm 1.7$  млн лет, [3]) и прорвана габброидами карашатской серии ( $546 \pm 18$  млн лет, [3]) и, вероятнее всего, является фрагментом древней океанической коры. В свою очередь, кускунугская свита содержит мелко-раковинную фауну, спикулы губок и водоросли конца венда – раннего кембрия. Она относится к островодужному комплексу, формировавшемуся со второй половины венда на этой океанической коре [4, 5].

- [1] Гибшер А.С., Терлеев А.А. Региональная стратиграфия позднего докембрия – раннего палеозоя Сангилену // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск, 1989. С. 3–26.
- [2] Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И. Магматизм Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува) // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск, 1988. С. 19–75.
- [3] Pfander J.A., Kroner A. Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva, Central Asia: crustal growth by island arc accretion // *Developments in Precambrian Geology*. 2004. V. 13. P. 207–221.
- [4] Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др. Поздневендский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42, № 8. С. 1179–1185.
- [5] Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kroner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precambrian Research*. 2003. V. 122. P. 329–358.



## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОСЕЛКОВОЙ СЕРИИ (ЮЗ ПРИСАЯНЬЕ)

З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб

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

Терригенные отложения позднепротерозойской оселковой серии распространены вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона. Они с эрозионным контактом залегают на осадочных образованиях карагасской серии и не контактируют с породами фундамента кратона. В составе оселковой серии выделяются три свиты: марнинская, удинская и айсинская. Породы марнинской свиты сложены преимущественно разномерными песчаниками и гравелитами. Отложения удинской свиты в основании сложены крупномерными песчаниками и гравелитами, верхняя часть свиты представлена монотонной толщей разномерных песчаников и алевролитов. Породы айсинской свиты в основании сложены крупномерными песчаниками, выше по разрезу наблюдаются полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов. В соответствии с классификациями песчаников Н.В. Логвиненко [1] и Ф.Дж. Петтиджона [2], породы оселковой серии относятся к аркозам.

В результате петрографических исследований гравелитов, песчаников и алевролитов оселковой серии удалось выявить определенные минералогические особенности, на основании которых были установлены существенные петрографические различия между нижней (марнинская и нижняя часть удинской свиты) и верхней (верхняя часть удинской и айсинская свита) частями оселковой серии. Так, образцы песчаников и гравелитов низов оселковой серии обнаруживают характерные признаки наличия процессов эпигенетической проработки, обусловленные пелитизацией калиевых полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата, а также гребневидным обрастанием обломочных зерен калиевого полевого шпата аутигенным калиевым полевым шпатом. Что касается образцов песчаников и алевропесчаников верхов оселковой серии, то они оказались существенно менее измененными, здесь отмечается только слабая пелитизация полевых шпатов.

Литохимические характеристики пород верхней и нижней части оселковой серии также обнаруживают определенные отличия. Породы низов оселковой серии характеризуются высокими концентрациями  $K_2O$  при относительно низких содержаниях  $Na_2O$ . Для пород марнинской свиты отношение  $K_2O/Na_2O$  изменяется от 27 до 45, для пород нижней части удинской свиты – от 10 до 33. Породы верхов оселковой серии не обнаруживают подобных характеристик, отношение  $K_2O/Na_2O$  в этих породах не превышает 1–2. На диаграмме А-CN-K ( $Al_2O_3-(CaO^*+Na_2O)-K_2O$ ) [3] точки составов пород нижней части оселковой серии образуют тренд вдоль линии АК, который свидетельствует о том, что эти породы были подвержены эпигенетическим преобразованиям, в процессе которых произошел вынос  $Na_2O$  и привнос  $K_2O$  [4, 5], а также распад калиевых полевых шпатов, приводящий к образованию глинистых минералов [3]. Точки составов песчаников и алевропесчаников верхней подсвиты удинской свиты, а также айсинской свиты на данной диаграмме расположились вдоль линии тренда прогрессивного выветривания гранитов, что может свидетельствовать о преобразовании этих пород на стадии диагенеза [6, 7].

Датирование детритовых цирконов из отложений оселковой серии, а именно из отложений нижней и верхней части удинской свиты и базальных горизонтов айсинской свиты, позволило выделить два основных типа возрастных спектров для исследованных пород [8–10]. В частности, отложения нижней части удинской свиты характеризуются наличием исключительно архей-раннепротерозойских цирконов, тогда как для верхней части удинской свиты и базальных слоев айсинской свиты наряду с архей-раннепротерозойскими отмечается обилие дет-

ритовых цирконов позднерифейского возраста. Архей-раннепротерозойские оценки возраста для детритовых цирконов из нижней части удинской свиты соответствуют возрасту пород фундамента Сибирского кратона [11] и, следовательно, указывают на него как на поставщика обломочного материала в бассейн седиментации нижней части удинской свиты. Обилие цирконов позднепротерозойского возраста в отложениях верхней части удинской свиты и базальных горизонтов айсинской свиты свидетельствует о дополнительном источнике сноса обломочного материала. В качестве возможных источников можно допустить микроконтиненты и островные дуги, существовавшие в пределах Палеоазиатского океана и аккрецированные к южной окраине Сибирского кратона на временном рубеже 610–550 млн лет [12].

Таким образом, на основании выявленных петрографических и литохимических особенностей терригенных пород нижней и верхней части оселковой серии можно сделать вывод о том, что породы нижней части оселковой серии, в отличие от верхней части, были подвержены эпигенетическим преобразованиям, которые могут быть связаны с вендскими аккреционно-коллизийными событиями.

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

- [1] Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.
- [2] Петтидэжсон Ф.Дж. Осадочные породы / Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.
- [3] Fedo C.M., Yong G.M., Nesbitt H.W. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for weathering conditions and provenance // *Geology*. 1995. V. 23, № 10. P. 291–294.
- [4] McLennan S.M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2001. V. 2. doi:10.1029/2000GC000109.
- [5] Varga A.R., Szakmany Gy. Geochemistry and provenance of the Upper Carboniferous sandstones from borehole Diosvizlo-3 (Tesenysandstone formation, SW Hungary) // *Acta Mineralogica-Petrographica*. 2004. V. 45, № 2. P. 7–14.
- [6] Копелиолович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
- [7] Ножкин А.Д., Гавриленко В.А. Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего докембрия (на примере верхнего рифея и венда северной части Енисейского кряжа). Труды Института геологии и геофизики. Вып. 324. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
- [8] Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневецкая И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен Х. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54, № 10. С. 1507–1529.
- [9] Советов Ю.К., Хоффман М., Казак А.К., Соловецкая Л.В. Две области сноса и петрографические провинции кластического материала вендских осадочных бассейнов Сибирской платформы по данным седиментологического и петрографического анализа и по возрасту детритовых цирконов // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 227–229.
- [10] Мотова З.Л. Возрасты детритовых цирконов в позднедокембрийских осадочных толщах юго-западного фланга Сибирского кратона и их геодинамическая интерпретация // *Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН: Тезисы докладов и программа конференции (ИФЗ РАН, Москва, 25–26 апреля 2016 г.)*. М.: ИФЗ РАН, 2016. С. 44.
- [11] Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Detoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2011. V. 19, № 3. P. 751–763.
- [12] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // *ДАН*. 2007. Т. 415, № 6. С. 782–787.



## ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ХАЙЧИЙНГОЛЬСКОЙ ФОРМАЦИИ ЭРЭНДАБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ц. Наранцэцэг<sup>1</sup>, Юан Чао<sup>2</sup>, Гуо Лей<sup>3</sup>, Тонг Ийнг<sup>3</sup>, П. Дэлгэрзаяа<sup>1</sup>, О. Энх-Орших<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Улан-Батор, Монголия, Институт палеонтологии и геологии МАН, ts\_narangeo@yahoo.com

<sup>2</sup> Гуанчжоу, Китай, Институт геохимии Китайской академии наук, yuanchao@gig.ac.cn

<sup>3</sup> Пекин, Китай, Институт геологии Китайской академии геологических наук, guolei\_cn@sina.com

Эрэндабанский террейн входит в состав Керуленского древнего массива и представлен докембрийскими метаморфическими породами Хайчийнгольской и Эрэндабанской формаций, перекрытыми позднепротерозойско-нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными толщами [1–3]. Докембрийские отложения изучены очень слабо, геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования почти не проводились.

Нами были выполнены U-Pb геохронологические исследования цирконов, получены изотопные (Lu-Hf) и геохимические данные метаморфических пород Хайчийнгольской формации, которые традиционно рассматриваются в качестве раннедокембрийского фундамента. В районе Ундэрхан породы представлены мусковит-хлоритовыми, кварц-гранат-двуслюдянными сланцами, кварцитами, гнейсами и амфиболитами метаморфического комплекса Замттолгой [4]. Детритовые цирконы из двух образцов кварц-гранат-двуслюдяного и мусковит-хлоритового сланцев показывают следующие интервалы конкордантного возраста: 630–852, 914–994, 1087–1209 млн лет и 550–842, 863–952 и 1000–1200 млн лет, соответственно. Приблизительно 60 % из них отвечают среднему неопротерозою (690–850 млн лет) с пиком 794 млн лет. Обособляется также компактная группа нижнепротерозойских цирконов (850–990 млн лет, 27 %). Проведенные исследования Lu-Hf систематики позволили установить, что мусковит-хлоритовые сланцы характеризуются модельным возрастом  $T_{DM}=2.0-2.4$  млрд лет и значениями  $\varepsilon_{Hf}(t)$ , варьирующимися от  $-18.8$  до  $-0.1$ , что свидетельствует в пользу существенной роли палеопротерозойского корового компонента в их составе.

На основе изучения геохимических характеристик сланцев района Ундэрхан был сделан вывод о первично-осадочной природе протолита этих образований, близкой к терригенным породам активных континентальных окраин. Кроме того, сланцы характеризуются высокими значениями индекса химического выветривания (70–78), индекса изменения состава (0.95–1.08), что указывает на невысокую степень зрелости пород на палеоводосборе.

Исследование выполнено при финансовой поддержке CAS-TWAS программ для развивающихся стран и проекта “Major State Basic Research Program” Китая (грант 2013CB429803).

- [1] Калимулин С.М., Дуранте М.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения реки Керулен // Отчет по геологической съемке масштаба 1:200000 отрядом No 5. М., 1968. С. 28–87.
- [2] Доржнамжа Д., Бат-Ирээдүй Я. Докембрий Монголии. 1991. 182 с.
- [3] Томуртого О. К вопросам строения и геодинамики древних массивов Монголии // Геология (Улан-Батор). 2014. С. 23–33.
- [4] Наранцэцэг Ц., Юан Чао., Төмүрху Д., Дэлгэрзаяа Б., Энх-орших О. К вопросам геохронологии, геохимии и геодинамики метаморфических комплексов Керуленского района // Разведчик (Улан-Батор). 2015. № 53. С. 69–88.



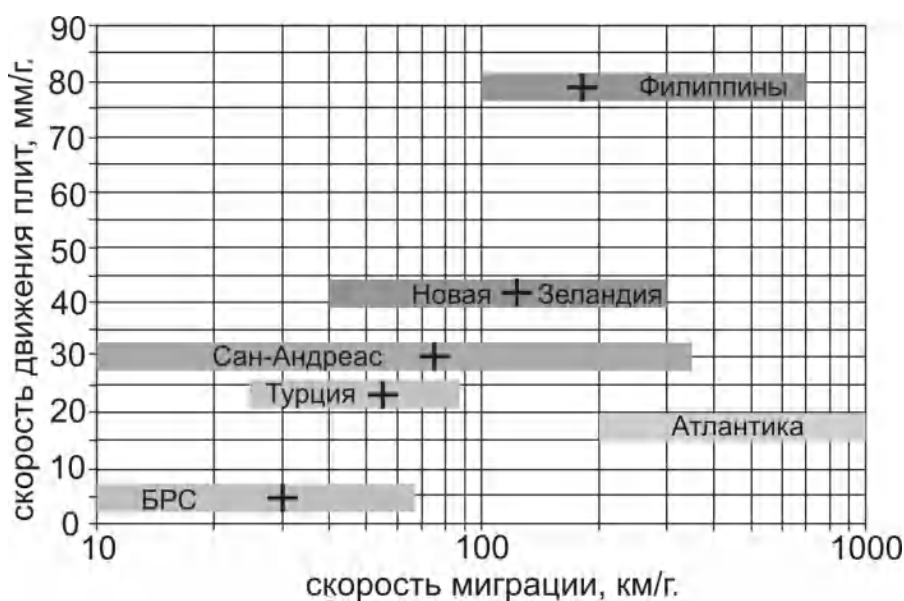
## ЗАВИСИМОСТЬ СКОРОСТИ МИГРАЦИЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ОТ СКОРОСТИ МЕЖПЛИТНЫХ ДВИЖЕНИЙ

А.В. Новопашина

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, anek\_sanek@mail.ru

Эпизоды последовательного распространения эпицентров землетрясений можно наблюдать в разных сейсмоактивных поясах, на континентальной и океанической коре. Это зоны с различными геодинамическими условиями: зона растяжения Среднебайкальской впадины, для которой характерна повышенная раздробленность земной коры и наивысшая для Прибайкалья скорость движения литосферных плит – 3.4 мм/год [1]; центральная часть разломной зоны правого сдвига Сан-Андреас, где скорость движения плит достигает 28 мм/год [2]; области левого и правого сдвигов Северо- и Восточно-Анатолийского разломов в Турции (до 24 мм/год) [3]; разломы центральной части Новой Зеландии, преимущественно правых сдвигов (11–42 мм/год) [4]; Филиппинская зона субдукции (до 80 мм/год) [5]; зона растяжения срединно-океанического хребта Атлантики (17 мм/год) [6].

На рисунке показаны диапазоны скоростей медленных миграций суммарной сейсмической энергии, полученные на основе анализа пространственно-временных диаграмм. Количество цепочек выявленных миграций варьируется для разных зон. Наибольшей представительностью отличаются разломы Калифорнии (например, Сан-Андреас) [7] и Новой Зеландии, наименьшей – Филиппины и Атлантика, где нет возможности говорить о модальном значении из-за недостатка данных. Диапазоны скоростей перекрываются, но мода пропорциональна общему темпу развития геодинамических условий в регионе. Исключением является Атлантика, где скорость движения литосферных плит гораздо ниже, чем в Филиппинской зоне субдукции, а угол наклона немногочисленных цепочек максимумов сейсмической энергии находится в тех же пределах и выше.



**Зависимость скорости миграций от скорости межплитного движения.** Полосками обозначены диапазоны, крестиками – модальные значения скоростей медленных миграций сейсмической активности.

Аппроксимировать статистическую связь модальных значений скоростей миграций со значениями максимальных скоростей в регионах нельзя с достаточной точностью ввиду малого количества исследованных регионов, но можно говорить о прямой пропорциональной зависимости.

- [1] Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Аиурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 785–793.
- [2] *Wallage R.E.* The San Andreas fault system, California. Washington, 1990. 283 p.
- [3] *Taymaz T., Yilmaz Y., Dilek Y.* The geodynamics of the Aegean and Anatolia // Geological Society, London, Special Publications. 2007. V. 291. P. 1–16. doi:10.1144/SP291.1.
- [4] *Stirling M., McVerry G., Gerstenberger M., Litchfield N., Van Dissen R., Berryman K., Philip B., Wallace L., Pilar V., Langridge R., Geoffroy L., Scott N., Reyners M., Brendon B., Rhoades D., Warwick S., Andy N., Jarg P., Clark K., Jacobs K.* National seismic hazard model for New Zealand: 2010 Update // Bulletin of the Seismological Society of America. 2012. V. 102, №. 4. P. 1514–1542. doi:10.1785/0120110170.
- [5] *Hall R., Ali J.R., Anderson C.D., Baker S.J.* Origin and motion history of the Philippine Sea Plate // Tectonophysics. 1995. V. 251, № 1–4. P. 229–250.
- [6] <https://cimss.ssec.wisc.edu/sage/geology/lesson2/concepts.html>.
- [7] *Новопашина А.В., Саньков В.А.* Особенности миграции сейсмической активности сдвиговых разломных зон на примере границ Североамериканской и Тихоокеанской плит // Тихоокеанская геология. 2015. № 2. С. 67–81.





## ПРИРОДА ПРОТОЛИТА И ИСТОЧНИКИ СНОСА МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД УСТЬ-БОРЗИНСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ю.В. Носкова, С.И. Дриль, С.А. Сасим

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

Идентификация геодинамических обстановок былых конвергентных границ плит в пределах внутриконтинентальных орогенных поясов является одной из ключевых задач при расшифровке истории формирования последних. Позднепалеозойские субдукционные обстановки по обрамлению Монголо-Охотского палеоокеана маркируются в первую очередь метаосадочными породами аккреционных клиньев [1], тогда как проявления магматических надсубдукционных образований фрагментарны. В состав аккреционного клина Монголо-Охотского орогенного пояса (МОП) традиционно включаются отложения кулиндинской, ононской, чиндантской и усть-борзинской свит Восточного Забайкалья, объединяемые в составе Ононского террейна аккреционного клина МОП [1]. Настоящее исследование посвящено метаосадочным породам усть-борзинской свиты ( $D_{1-2}$ ), составляющей значительный объем пород аккреционного клина и находящейся в верхней части его разреза. Породы свиты изучались по правому берегу реки Ага в районе пос. Агинский Дацан в районе слияния рек Хойто-Ага и Урда-Ага, где они представлены переслаиванием метапесчаников, метаалевролитов, редко – метааргиллитов, а также метабазитов. В районе опробования породы толщи смяты в относительно пологие складки, местами наблюдается кливаж. Степень метаморфических преобразований не превышает низов фации зеленых сланцев.

Применение критериев петрохимической классификации метаморфизованных пород [2] показало, что для метаосадков усть-борзинской свиты протолитом послужили полимиктовые псаммитолиты и алевролиты, представленные в разрезах примерно в равных количествах. Применение дополнительных классификационных диаграмм [3, 4] позволило среди псаммитолитов выделить по убыванию следующие литотипы – граувакки или вакки, лититы и аркозы. Два последних литотипа представлены единичными составами. Среди алевролитов доминируют граувакки и вакки при резко подчиненной доле глинистых сланцев.

Нормированные по отношению к PAAS уровни накопления лантаноидов в метапесчаниках усть-борзинской свиты соответствуют среднему составу верхней континентальной коры или в 3–4 раза ниже такового (рис. 1, А). Спектры распределения REE обеднены легкими лантанидами и имеют  $La/Yb_{(N)}PAAS=0.3-0.8$ . В метаалевролитах уровень накопления редких земель заметно выше по сравнению с метапесчаниками (рис. 1, Б), но характер спектра остается аналогичным – обеднение легкими лантаноидами –  $La/Yb_{(N)}PAAS=0.3-0.7$ . В некоторых составах метапесчаников и метаалевролитов наблюдаются положительные европиевые аномалии, связанные с накоплением обломков полевых шпатов.

Мультикомпонентная геохимическая характеристика метаосадочных пород близка к таковой для среднего состава верхней континентальной коры, причем сходство формы индивидуальных спайдер-кривых составов пород с эталонной кривой сравнения наблюдается практически для всех пород усть-борзинской свиты (рис. 2, А, Б). Общий уровень накопления микроэлементов в метапесчаниках в целом ниже, чем в метаалевролитах, что соответствует поведению редких земель и связано, вероятно, с более высоким содержанием обломочного кварца в более крупнозернистых разностях осадочного протолита. Максимумы по содержаниям Ва и Sr в некоторых составах пород могут быть объяснены присутствием значительного количества обломков полевых шпатов и в первую очередь – калиевого полевого шпата. Минимумы по содержаниям Ti, Co, Ni, Cr, V, скорее всего, связаны с гравитационным фракционированием акцессорных фаз и темноцветных минералов.

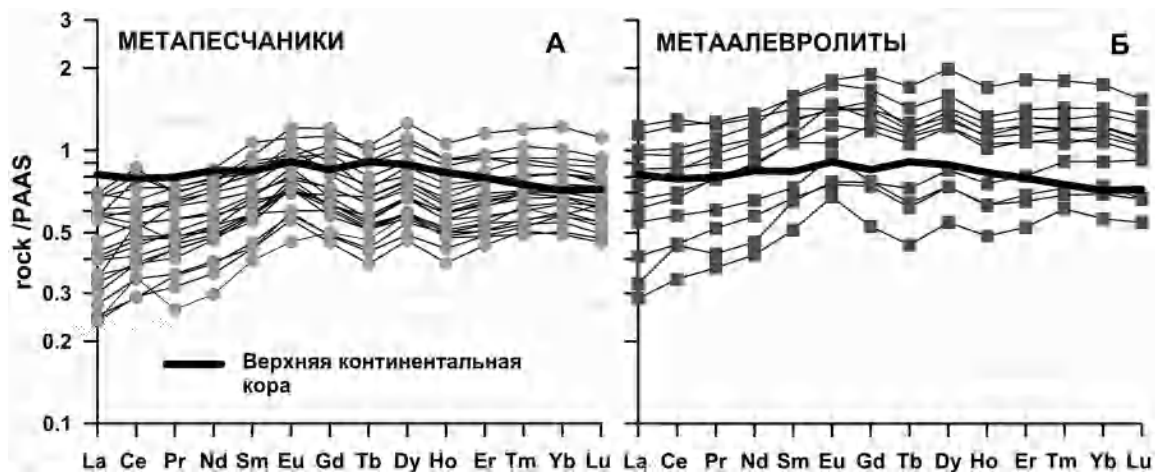


Рис. 1. Нормированное к PAAS [5] распределение лантаноидов в метапесчаниках (А) и метаалевролитах (Б) усть-борзинской свиты.

Геодинамическое положение исследованных метаосадочных пород может быть определено с помощью дискриминационных диаграмм [6] в координатах  $(Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_{3(общ.)} + MgO)$  и  $(TiO_2 - Fe_2O_{3(общ.)} + MgO)$ . Составы метапесчаников усть-борзинской свиты располагаются на них главным образом в пределах поля состава пород активных континентальных окраин, тогда как составы метаалевролитов – в поле составов зрелых островных дуг.

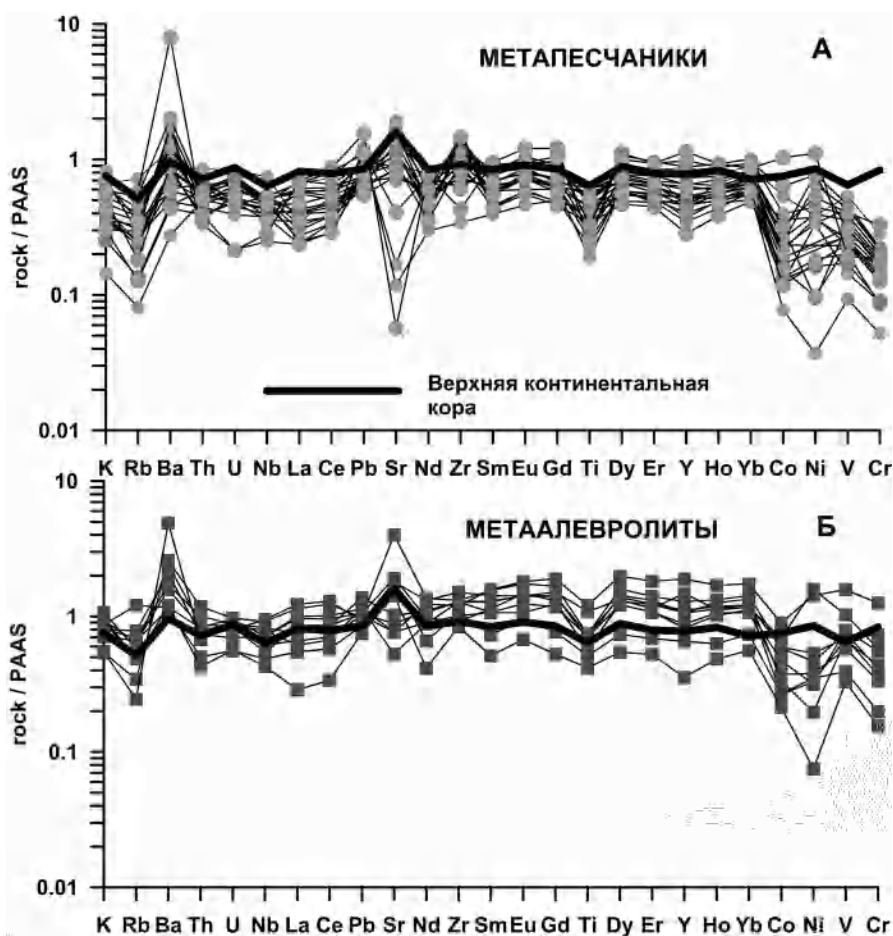


Рис. 2. Мультикомпонентная диаграмма для метапесчаников (А) и метаалевролитов (Б) усть-борзинской свиты, нормированных к PAAS [5].

Таким образом, литогеохимические особенности метаосадочных пород усть-борзинской свиты указывают на их формирование в обстановке активной континентальной окраины. Обилие в разрезе свиты метапесчаников, обогащенных кварцем и обломками калиевого полевого шпата, указывает на то, что в источнике сноса осадочного материала присутствовали не только средние и кислые вулканы, но и продукты размыва гранитных пород, выведенных на поверхность.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 15-05-05079).

- [1] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7–41.
- [2] *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [3] *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.
- [4] *Rollinson H.R.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
- [5] *Nance W.B., Taylor S.R.* Rare earth element patterns and crustal evolution I: Australian post-Archean sedimentary rocks // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1976. V. 40. P. 1539–1551.
- [6] *Bhatia M.R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.



## РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГАББРО-ГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Р.О. Овчинников<sup>1</sup>, А.А. Сорокин<sup>1</sup>, Н.М. Кудряшов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, roman11021992@mail.ru

<sup>2</sup> Апатиты, Геологический институт Кольского НЦ РАН, nik@geoksc.apatity.ru

Выделение возрастных рубежей проявления магматизма в истории геологического развития континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса является необходимым условием для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли, при этом особое значение имеет реконструкция наиболее ранних геологических процессов.

Буреинский массив (террейн) относится к числу наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [1, 2 и др.]. К наиболее древним образованиям в строении этого супертеррейна обычно относятся метаморфические породы амурской серии, а также пространственно сопряженные с ними интрузии амурского и древнебуреинского комплексов [3, 4 и др.], которым традиционно приписывается архейский возраст. В то же время, как показали результаты геохронологических исследований, в составе этих комплексов оказались объединенными разновозрастные, но не раннедокембрийские, а более молодые (палеозойские и мезозойские) породы [5–7].

К следующему (условно раннепротерозойскому) структурному звену в схемах расчленения и корреляции геологических комплексов относятся [3, 4 и др.] слюдястые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов, а также интрузии гнейсовидных габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов нятыгранского комплекса. Принимая во внимание результаты геохронологических исследований, полученные для метаморфических образований амурской серии (см. выше), нельзя исключать, что породы нятыгранского комплекса являются наиболее древними интрузивными породами в строении Буреинского континентального массива. В этой связи, нами были выполнены геологические, геохимические и геохронологические исследования гнейсовидных габбро и биотит-роговообманковых гранитов указанного комплекса в северной части этого массива (бассейн р. Бурей).

Исследуемые габбро и граниты образуют удлинённые тела мощностью до 300–800 м, участвующие в складчатых деформациях совместно со сланцами нятыгранской свиты. Обнаруженные нами контакты между сланцами и интрузивными породами являются тектоническими. Нами были исследованы три тела, представленные в береговых обнажениях р. Бурей, не имеющие собственных названий и в связи с этим, условно поименованные по номерам: 1, 2, 3.

Тело № 1 сложено мелко-среднезернистыми гнейсовидными роговообманковыми габбро (образец С-1211), по соотношению  $\text{SiO}_2$  (47–55 мас. %) и суммы щелочей  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  (2.9–3.2 мас. %) относящимися к породам известково-щелочной серии. В то же время они обладают высокими значениями отношения  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (4.5–7.8), типичными для магматических пород толеитовой серии. Распределение РЗЭ в габбро имеет слабо дифференцированный характер ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n=1.6\text{--}4.4$ ), при слабо выраженной европиевой аномалии  $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.76\text{--}0.94$ .

Граниты, слагающие тела № 2 (образец С-1191) и № 3 (образец С-1154), представлены порфиroidными амфибол-биотитовыми разностями с отчетливой гнейсовидностью, по соотношению  $\text{SiO}_2$  (71–74 мас. %) и суммы щелочей  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  (6.4–8.0 мас. %) относящимися к породам известково-щелочной серии. Однако им, так же как и габбро, свойственны высокие значения отношения  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (4.5–7.8), присущие породам толеитовой серии. Величина  $\text{ASI}=1.00\text{--}1.09$  в гранитах свидетельствует о слабой пересыщенности пород глиноземом. Распределение РЗЭ в гранитах имеет умеренно дифференцированный характер ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n=4.8\text{--}11.8$ ), при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии  $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.32\text{--}0.45$ .

Выделение циркона и геохронологические исследования выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) проводилось по методике, опубликованной в [11]. Полученные результаты свидетельствуют о следующем:

1. Возраст гнейсовидных роговообманковых габбро (обр. С-1211) тела № 1 составляет  $933 \pm 12$  млн лет.

2. Возраст гнейсовидных амфибол-биотитовых гранитов (обр. С-1191) тела № 2 составляет  $933 \pm 8$  млн лет.

3. Возраст гнейсовидных амфибол-биотитовых гранитов (обр. С-1154) тела № 3 составляет  $940 \pm 11$  млн лет.

Вышеприведенные результаты свидетельствуют о том, что исследованные породы, относимые к нятыгранскому комплексу, имеют не палеопротерозойский, как было принято считать ранее [4 и др.], а неопротерозойский возраст  $\sim 940$ – $933$  млн лет. Учитывая, что и амфиболовые габбро, и амфибол-биотитовые граниты сформировались в пределах единой структуры, пространственно сближены между собой, а также обладают сходными геохимическими особенностями, можно достаточно обоснованно рассматривать их в качестве единой ассоциации.

Таким образом, полученные данные являются первыми прямыми свидетельствами проявления магматизма в раннем неопротерозое в строении континентальных массивов Буреинско-Цзямусинского супертеррейна. В этой связи получает объяснение факт присутствия значительного количества позднепротерозойских детритовых цирконов в верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных и терригенно-карбонатных отложениях «хинганской серии» [8].

Кроме того, представляется важным отметить, что полученные оценки возраста являются не только принципиально новыми для континентальных массивов Буреинско-Цзямусинского супертеррейна, но и самыми древними для этих структур. Близкие по возрасту гранитоиды ( $\sim 927$  млн лет) [9] отмечаются в строении Аргунского супертеррейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, что, возможно, указывает на схожую или общую геологическую историю этих континентальных массивов. Такая идея подкрепляется и проявлением в строении указанных массивов магматизма как раннего, так и среднего и позднего неопротерозоя [9–11 и др.].

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (к.ф.-м.н. В.И. Рождествов, А.И. Палажченко, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), Геологического института КНЦ РАН (к.г.-м.н. Л.М. Лялину) за выполнение аналитических исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 16-05-00149).

- [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] Васильева В.В. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Хингано-Буреинская серия. М-52-ХVIII. / Ред. С.А. Музылёв. Л.: ВСЕГЕИ, 1960.
- [3] Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Дальневосточная серия. Масштаб 1:1000000. N-53 / Ред. Г.В. Роганов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
- [4] Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 1990. 215 с.
- [5] Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст Амурской серии Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd- изотопных исследований // ДАН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
- [6] Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов Амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 644–647.
- [7] Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Мезозойский возраст Урильской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb- и Lu-Hf- исследований детритовых цирконов // ДАН. 2013. Т. 453, № 4. С. 416–419.
- [8] Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Тектонические условия накопления и источник верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24, № 3. С. 3–26.

- [9] *Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al.* Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 41. P. 1–30.
- [10] *Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселев В.И и др.* Первые результаты U-Pb- геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // *ДАН*. 2010. Т. 434, № 2. С. 212–215.
- [11] *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., 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.



## СРЕДНЕПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАМЫНУУДИНСКО-ХЭГЭНШАНЬСКОГО АККРЕЦИОННОГО ТЕРРЕЙНА ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕКМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ – СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ)

Д. Отгонбаатар<sup>1, 2</sup>, М.М. Буслов<sup>1</sup>, Д. Томурхуу<sup>3</sup>

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

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

<sup>3</sup> Улан-Батор, Монголия, Институт геологии и минеральных ресурсов МАН

Замынуудинско-Хэгэншаньский аккреционный террейн (ЗХАТ) расположен в пределах юго-восточной Монголии и северо-восточного Китая. Он сформирован в процессе позднепалеозойского аккреционного континентального роста юго-восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). ЗХАТ состоит из верхненеосурийско-нижнедевонского офиолитового комплекса, карбонатно-яшмоидно-базальтовой толщи среднего-верхнего девона и позднекаменноугольной флишеидной толщи. Офиолитовый комплекс представлен мафит-ультрамафитовыми породами, прорванными постаккреционными гранитами. По гранитам получена датировка (SHRIMP, по циркону) с возрастом 290–275 млн лет.

Эволюция ЗХАТ включает два этапа, в каждом из которых можно выделить три фазы. В первом, аккреционном этапе, выделяются следующие фазы: верхнесурийско-нижнедевонская субдукционно-аккреционная, среднедевонская сдвиговых деформаций и позднедевонско-раннекарбонатовая субдукционно-аккреционная. На втором, внутриплитном этапе, выделяются фазы: позднепалеозойская плюмовая, триасовые складко- и сдвигообразования.

ЦАСП в Монголии подразделяется на Северо- и Южно-Монгольский супертеррейны [1, 2]. Северо-Монгольский супертеррейн состоит из байкальских и каледонских складчатых образований с наложенными герцинскими структурами. Южно-Монгольский супертеррейн состоит из герцинско-мезозойских складчатых образований. Считается, что Южно-Монгольский складчатый пояс играет ключевую роль в процессах герцинского роста коры ЦАСП. Пояс включает Гурвансайханский и Сулинхээрский (Солонкерский) офиолитовые террейны, расположенные по обрамлению Южно-Гобийского микроконтинента/кратонового террейна [1–4].

В геодинамической эволюции ЗХАТ выделяются следующие геодинамические события [1–8]: 1. В позднеосурийско-раннедевонское время Палеоазиатская океаническая плита была погружена под юго-восточную окраину Нухэтдавааского микроконтинента, в результате сформировались аккреционный комплекс и комплекс активной окраины, которые называются ЗХАТ и Улиастайским активно-окраинным террейном. 2. В позднедевонское время напряжение, параллельное зоне субдукции, привело к формированию крупно-амплитудных сдвиговых смещений. 3. Раннекаменноугольное время считается коллизионным этапом, в который офиолитовый комплекс был надвинут на Хутагуулинский террейн. 4. В каменноугольно-раннепермском периоде в пределах древнего ЗХАТ в зонах растяжения проявились мафит-ультрамафитовые породы с геохимическими характеристиками срединно-океанического хребта, происходило формирование позднекаменноугольно-пермского океанического бассейна.

- [1] Tomurtogoo O. Tectonic zonation of orogenic belts in Mongolia. Scientific transaction, Institute of Geology and Mineral Resources (IGMR), Mongolian Academy of Sciences (MAS), 2012. 21,5-25 (in Mongolian).
- [2] Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. P. 87–110.
- [3] Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovskii A.M., Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Kovalenko D.V., Kotov A.B., Kudryashova E.A., Lebedev V.I., Eenzhin G. Crust-Building Processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt // Petrology. 2008. V. 16, № 7. P. 679–709.

- [4] *Jian P., Liu D., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Zhang F., Miao L., Zhang L., Tomurhuu D.* Evolution of a Permian intraoceanic arc–trench system in the Solonker suture zone, Central Asian Orogenic Belt, China and Mongolia // *Lithos*. 2010. V. 118. P. 169–190.
- [5] *Robinson P.T., Zhou M.F., Hu X.F., Reynolds P., Bai W.J., Yang J.* Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan ophiolite, Inner Mongolia, China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 1999. V. 17. P. 423–442.
- [6] *Xiao W.J., Windley B.F., Hao J., Zhai M.G.* Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: termination of the central Asian orogenic belt // *Tectonics*. 2003. V. 22, № 6. 1069. doi:10.1029/2002TC001484.
- [7] *Miao L., Fan W., Liu D., Zhang F., Shi Y., Guo F.* Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: Implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2008. V. 32. P. 348–370.
- [8] *Jian P., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Zhang L., Zhang F.* Carboniferous and Cretaceous mafic–ultramafic massifs in Inner Mongolia (China): A SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral “Hegenshan ophiolite” // *Lithos*. 2012. V. 142–143. P. 48–66.





## НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ БАЛТУРИНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО СИЛУРА (ПРИСАЯНЬЕ) ПЕРМО-ТРИАСОВЫМИ ТРАППАМИ

В.И. Паверман, А.В. Шацилло

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, vladislav.powerman@gmail.com

Балтуринский фациальный район силура (рис. 1) был выделен коллективом авторов под руководством Ю.И. Тесакова [1]. Силурийские отложения залегают на аргиллитах братской свиты верхнего ордовика и представлены балтуринской свитой и бармонской толщей. Для определения палеомагнитных свойств пород из красноцветов балтуринской свиты было отобрано 54 образца.

Все образцы балтуринской свиты обладали сильным и качественным палеомагнитным сигналом, характеризующимся единственной высокотемпературной компонентой, «идущей» в начало системы координат на диаграммах Зийдервельда (рис. 2). Векторы намагниченности обладали очень высокой кучностью (рис. 3). Значения намагниченности у образцов балтуринской свиты находились в пределах от  $2.50 \cdot 10^{-2}$  до  $3.52 \cdot 10^{-1} \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$ . Во всех пятидесяти четырех изученных образцах оказалось возможным выделение высокотемпературной компоненты.

По среднему направлению ( $N=56$ ,  $Dg=253.4$ ,  $Ig=-62.1$ ,  $Kg=133.6$ ,  $a95g=1.6$ ,  $Ds=254.2$ ,  $Is=-62.4$ ,  $Ks=148.4$ ,  $a95s=1.6$ ) был рассчитан палеомагнитный полюс ( $pl=43.1$ ,  $plon=171.6$ ,  $dp/dm=1.9/2.5$ ). Рассчитанный полюс находится далеко от всех известных среднепалеозойских полюсов. С другой стороны, балтуринский полюс лежит относительно близко от известных полюсов, полученных по пермо-триассовым траппам Сибири [2] (рис. 4), что определенно указывает на трапповое перемагничивание, источником которого могли быть пермо-триассовые интрузии, широко развитые в Балтуринском районе.

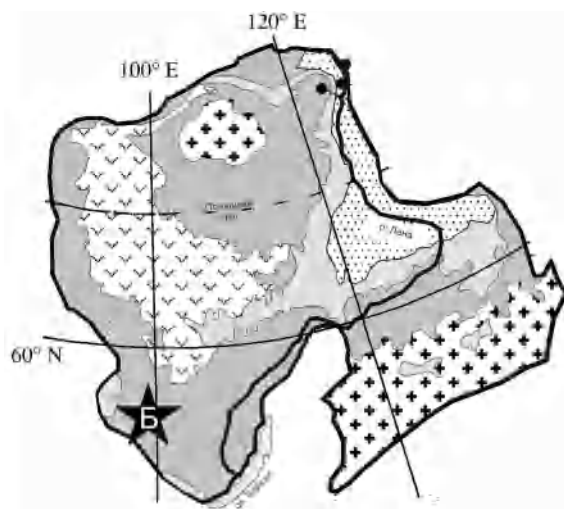


Рис. 1. Геологическая схема Сибирской платформы. Звезда маркирует географическое положение Балтуринского района.

316

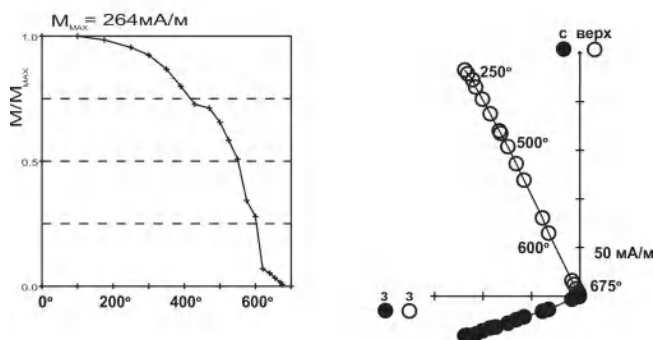


Рис. 2. Результаты палеомагнитного и петромагнитного исследования репрезентативного образца балтуринской свиты. Слева: график зависимости величины ЕОН от температуры; справа: диаграмма Зийдервельда (древние координаты).

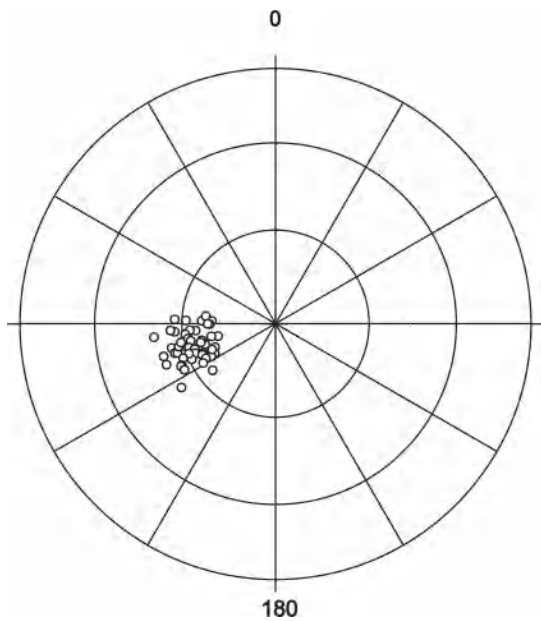
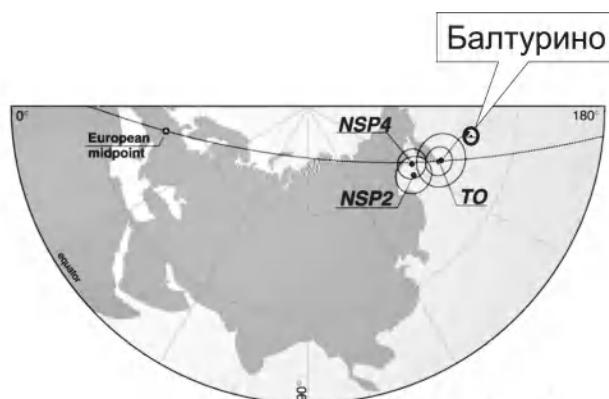


Рис. 3. Распределение на стереограмме выделенных палеомагнитных компонент в балтуринской свите. Все векторы имеют отрицательные наклонения.

повый разрез («Daldyk»). Следовательно, по имеющимся данным, невозможно определить, в какую из эпох обратной полярности – «ивакинскую» или «далдыканскую» – происходило формирование интрузий траппов Балтуринского района и перемагничивание рассматриваемых силурийских толщ.

Интересна и заслуживает отдельного обсуждения тема, связанная со значительными различиями между полюсами, полученными по породам, намагниченным в обратной полярности, и средним полюсом сибирских траппов («NSP4» на рис. 5). Одним из объяснений неантиподальности палеомагнитных компонент в траппах может являться сложная структура геомагнитного поля на границе палеозоя и мезозоя. В работах [6, 7] было высказано предположение о том, что в интервале 359–207 млн лет геомагнитное поле имело в своем составе долгоживущую компоненту, соответствующую экваториальному диполю, который и обуславливал «...неантиподальность палеомагнитных направлений в зонах прямой и обратной полярности в разрезах осадочных и вулканогенных толщ» [7].

Другое возможное объяснение заключается в том, что полюсы, значительно отличающиеся от среднего траппового полюса и полученные по породам, намагниченным в обратной полярности, являются более поздними по отношению к времени становления основной массы траппов. Но данной гипотезе противоречат данные по иванкинской свите («Ivan» на рис. 5), которая находится в самом низу траппового разреза Норильского региона.



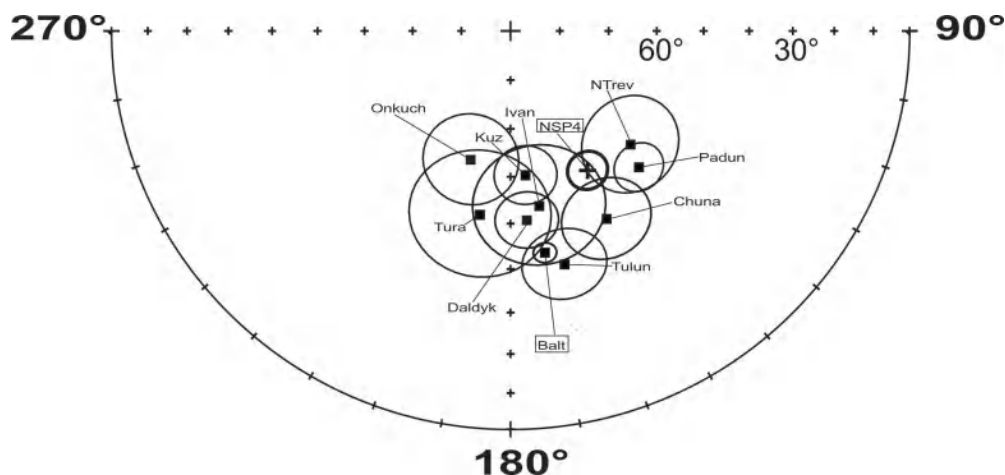
Если принять данное предположение, то выходит, что перемагничивание произошло в эпоху обратной полярности. На рис. 5 представлена компиляция палеомагнитных полюсов пермо-триасовых траппов, полученных по породам, намагниченным в обратной полярности. «Балтуринский» полюс перемагничивания (на рис. 5 – «Balt») не отличим на 95%-ном доверительном уровне от следующих палеомагнитных полюсов:

- полюса ивакинской свиты из основания норильского траппового разреза [3].
- полюса тулунского силла, расположенного относительно недалеко от балтуринского района [4].

Кроме этого, полюс балтуринского перемагничивания близок (хотя формально и отличается:  $\alpha/\alpha_{crit}=8.0^\circ/3.8^\circ$ ) от полюса интрузива далдыканского комплекса (возраст по циркону  $251.376\pm 0.050$  млн лет [5], секущего весь норильский трапповый разрез.

Таким образом, получается, что полюс «балтуринского перемагничивания» схож как с полюсом, полученным по основанию траппового разреза («Ivan» на рис. 5), так и с полюсом более поздней интрузии, которая прорывает весь трапповый разрез («Daldyk»).

Рис. 4. Сравнение палеомагнитного полюса, полученного по силурийским осадкам балтуринского региона со средними палеомагнитными полюсами пермо-триасовых траппов (NSP2, NSP4) (по [2] с незначительными изменениями).



**Рис. 5. Компиляция палеомагнитных полюсов пермо-триасовых траппов, характеризующихся направлениями с обратной полярностью (кроме среднего полюса NSP4). Balt – полюс перемагничивания силурийских осадков в окрестностях с. Балтурино (данная работа); Kuz – силлы в районе Кузнецкого угольного бассейна (Брагин, 2005); Tulun – тулунский силл [4]; Tura – дифференцированные интрузии, рвущие пермо-триасовую лавовую толщу Нижней Тунгуски (неопубликованные данные А.В. Латышева и Р.В. Веселовского); NSP4 – средний трапповый полюс [2], полученный в основном по породам, намагниченным в прямой полярности; Daldyk – далдыканский интрузив, рвущий весь норильский разрез (неопубликованные данные А.В. Латышева и Р.В. Веселовского); Chuna – неопубликованные результаты А.В. Латышева и Р.В. Веселовского по р. Чуна, недалеко от балтуринского района; NTrev – интрузивы Нижней Тунгуски (неопубликованные данные А.В. Латышева и Р.В. Веселовского); Ivan – иванкинская свита, основание траппового разреза в Норильском регионе [3].**

Наконец, в случае с балтуринским полюсом нельзя исключить и вариант, при котором перемагничивание произошло настолько быстро, что вековые вариации оказались неосредненными. Высокая кучность выделенных палеомагнитных направлений, при статистически значимом отличии среднего направления от ожидаемого, рассчитанного исходя из среднего полюса («NSP4» на рис. 5), может указывать на высокую скорость перемагничивания и, соответственно, быстрое (быстрее чем сотни – первые тысячи лет) внедрение балтуринских траппов. Предположение о кратких периодах трапповых внедрений, являющихся причиной возникновения высокой кучности палеомагнитных направлений, высказывалось в работе [8].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 15-55-10055) и Минобрнауки РФ (договор № 14.Z50.31.0017, ИФЗ РАН).

- [1] Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В., Хромых В.Г., Базарова Л.С., Бергер А.Я., Ковалевская Е.О. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 403 с.
- [2] Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L., Veselovsky R.V. Paleomagnetism of the Siberian traps: New data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // *Tectonophysics*. 2007. V. 443. P. 72–92.
- [3] Heunemann C., Krasa D., Soffel H.C., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 218. P. 197–213. doi:10.1016/S0012-821X(03)00642-3.
- [4] Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.I., Fetisova A.M., Pavlov V.E. Short intense bursts in magmatic activity in the south of Siberian Platform (Angara-Taseeva depression): the paleomagnetic evidence // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2013. V. 49, № 6. P. 823–835. doi:10.1134/S1069351313050030.
- [5] Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // *Science Advances*. 2015. V. 1, № 7. e1500470. doi:10.1126/sciadv.1500470.
- [6] Храмов А.Н. Геомагнитные инверсии в палеозое: переходное поле, полярная асимметрия и мантийная конвекция // *Физика Земли*. 2007. № 10. С. 4–14.
- [7] Храмов А.Н., Иосифиди А.Г. Асимметрия геомагнитной полярности: экваториальный диполь, Пангея и земное ядро // *Физика Земли*. 2012. № 1. С. 30–43.
- [8] Konstantinov K.M., Bazhenov M.L., Fetisova A.M., Khutorskoy M.D. Paleomagnetism of trap intrusions, East Siberia: Implications to flood basalt emplacement and the Permo-Triassic crisis of biosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 394. P. 242–253. doi:10.1016/j.epsl.2014.03.029.



## НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ХАЙПАХСКОЙ СВИТЕ (ВЕРХНИЙ РИФЕЙ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ)

А.М. Пасенко

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, pasenkoal@ya.ru

Время позднего рифея является одним из ключевых этапов в геологической истории Земли. Этот период ознаменован существованием и распадом суперконтинента Родиния [1], биологической революцией, а также (возможно) полным оледенением земного шара [2].

Изучение палеомагнетизма пород верхнего рифея поможет решить задачи реконструкции Родинии, установить поведение магнитного поля Земли в изучаемом временном интервале, а также решить вопросы корреляции рифейских отложений Сибирской платформы. Получение новой информации о палеомагнетизме пород Сибирской платформы в верхнем рифее также поможет уточнить существующие палеореконструкции рассматриваемого временного интервала.

На территории Сибирской платформы верхнерифейские отложения описаны в пределах Уджинского, Оленекского и Хараулахского поднятий фундамента.

Палеомагнетизм верхнерифейских свит северной части Сибирской платформы был рассмотрен в работах [3–5]. Данные, полученные в результате этих исследований, показали возможность и необходимость проведения детальных палеомагнитных исследований верхнерифейских пород Оленекского поднятия, с использованием современных методик и оборудования [6].

В данной работе будут представлены новые результаты палеомагнитного изучения позднерифейских строматолитовых известняков верхней подсвиты Хайпахской свиты Оленекского поднятия. Полученные результаты будут рассмотрены в контексте разработки позднерифейского сегмента Сибирской траектории кажущейся миграции полюса. Также будет обсуждено их значение для уточнения палеогеографических и палеотектонических реконструкций для позднего рифея Сибирской платформы.

- [1] Li Z.-X., Evans D.A.D., Halverson G.P. Neoproterozoic glaciations in a revised global paleogeography // *Sedimentary Geology*. 2013. V. 294. P. 219–232.
- [2] Corsetti F.A., Olcott A.N., Bakermans C. The biotic response to Neoproterozoic snowball Earth // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. V. 232. P. 114–130.
- [3] Гуревич Е.Л. Палеомагнитные исследования докембрийских отложений севера Сибирской платформы // Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 39–51.
- [4] Родионов В.П. Палеомагнетизм верхнего докембрия и нижнего палеозоя района р. Уджа // Палеомагнитные методы в стратиграфии. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 18–28.
- [5] Осипова Э.П. Проблема палеомагнитной корреляции верхнего докембрия Сибирской и Северо-Американской платформ // Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 89–97.
- [6] Константинов К.М., Павлов В.Э., Петухова Е.П. и др. Результаты рекогносцировочных палеомагнитных исследований горных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы семинара. М.: ГЕОС, 2007. С. 69–72.



## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ УГОДИЙ ОСТРОВА ОЛЬХОН, БАЙКАЛ

В.А. Пеллинен, Т.Ю. Черкашина, Г.В. Пашкова, С.В. Пантеева

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vadim.a.pellinen@ya.ru

Объектом данного исследования является крупнейший остров оз. Байкал, особо охраняемая природная территория, входящая в состав Прибайкальского национального парка. На территории о. Ольхон имеются полевые участки, подвергнутые в прошлом сельскохозяйственному воздействию, являющемуся одним из видов техногенеза. Длительная эксплуатация пахотных угодий, применение минеральных удобрений и пестицидов приводят к значительным изменениям физико-химических свойств почв, которые могут сохраняться и после прекращения внесения агрохимических средств. В настоящей работе для геоэкологического изучения почвенного покрова бывших сельскохозяйственных угодий о. Ольхон применены геохимические методы и оценены содержания элементов-индикаторов, относящихся к I–III классам опасности: As, Hg, Pb, Zn, F (высокоопасные), Co, Ni, Cu, Cr (умеренно опасные), Ba, V, Mn, Sr (малоопасные).

Исследование лугово-степных геосистем проводили методом ключевых участков. Отобранный материал сохраняли в естественно-влажном состоянии, затем сушили до воздушно-сухого состояния в лабораторных условиях во избежание потерь химически неустойчивых и летучих элементов и их соединений. Содержания F, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba и Pb определяли методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) при помощи рентгеновского спектрометра с волновой дисперсией S8 TIGER (Bruker AXS, Германия). Для расчета концентраций использовано программное обеспечение SPECTRA<sup>plus</sup>. Для определения Sr и Pb высушенный материал массой 5 г смешивали со связующим веществом (воск) в соотношении 5:1; для определения остальных компонентов брали навеску порошка пробы массой 1 г. Излучатели прессовали в виде таблеток с подложкой из борной кислоты при усилии в 100 кН. Прямое определение Hg выполнено методом атомной абсорбции с помощью анализатора ртути РА915М («Льюмэкс», Россия) с пиролитической приставкой РП 91С. Для определения As пробы разлагали смесью кислот H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и HNO<sub>3</sub> в соотношении 1:3 с последующим измерением на спектрофотометре Solaar M6 (Thermo Electron, США) с электротермической атомизацией.

Установлено, что геохимическими особенностями почвенного покрова о. Ольхон, залегающего на рыхлых осадочных отложениях, кристаллических и метаморфических породах, являются повышенные относительно кларка содержания F, V, Mn, Co, Cu, Zn, Ba, Hg, меньше кларка – Cr и As, близко к кларку – Ni. Содержания F, V, Zn и Pb повышены относительно регионального фона. Повышенные содержания элементов в почвах определяются в основном природными факторами, важнейшим из которых является обогащение за счет материнских пород. Содержания большинства элементов ниже предельно допустимой концентрации (ПДК), за исключением Zn, V и As, однако рассчитанный коэффициент опасности для этих элементов имеет значения: Zn – 1.09, V – 1.14, As – 1.25 и близок к единице.

Полученные аналитические и геохимические данные свидетельствуют о том, что изученную территорию можно отнести к вполне благополучным и рассматривать как фоновую при дальнейшей эколого-геохимической оценке бывших сельскохозяйственных угодий о. Ольхон.

Работы выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования ИЗК СО РАН «Геодинамика и геохронология» (г. Иркутск) и при поддержке программ ФАНО № VIII.78.2. (0346-2014-0009) и № VIII 72.2.3 (0330-2014-0016).



## ЭКЛОГИТОВЫЙ СЛЕД В ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.Б. Перепелов<sup>1</sup>, С.С. Цыпукова<sup>1</sup>, Е.И. Демонтерова<sup>2</sup>, А.В. Иванов<sup>2</sup>,  
С.И. Дриль<sup>1</sup>, Ю.Д. Щербаков<sup>1</sup>, Д. Одгэрэл<sup>3</sup>, Д. Батульзий<sup>4</sup>

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

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dem@crust.irk.ru

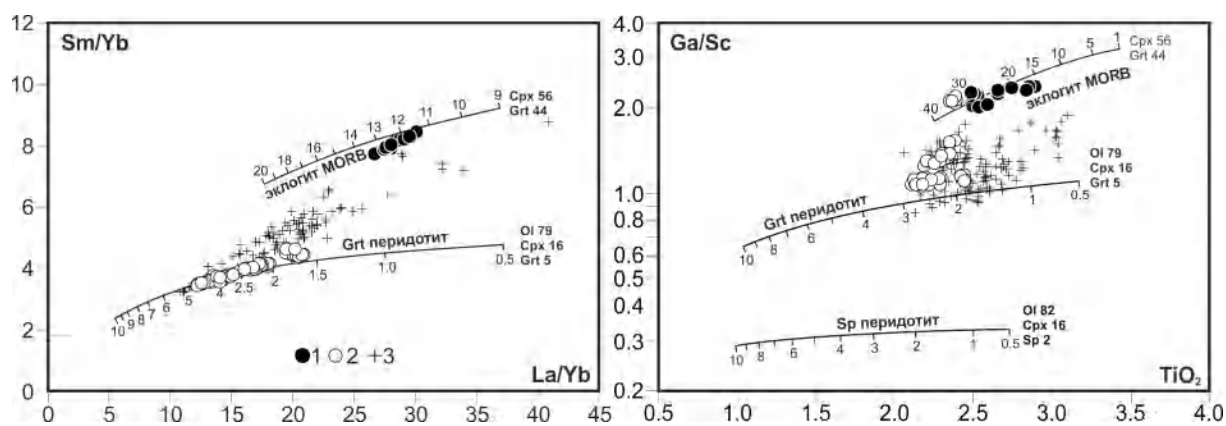
<sup>3</sup> Улан-Батор, Монголия, Институт палеонтологии и геологии МАН, d\_odgerel@yahoo.com

<sup>4</sup> Улан-Батор, Монголия, Монгольский университет науки и технологий, ulzii@must.edu.mn

В Центральной Азии, и в частности на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), в течение последних 30 млн лет широко проявлен щелочно-базальтовый магматизм, характеризующийся значительными объемами изверженного материала и формированием рассеянных вулканических ареалов. Согласно современным представлениям, развитие позднекайнозойского вулканизма связывается здесь с процессами активного рифтогенеза и плюмовой геодинамики [4] или пассивного рифтогенеза, обусловленного разнонаправленными движениями литосферных плит с образованием базальтоидных магм в условиях декомпрессионного плавления литосферной мантии [5]. В рамках каждой из гипотез одним из основных вопросов остается установление природы и состава источников магматического вещества, а также степени их участия в процессах магнезиализации, что может вносить критические ограничения в любые из разрабатываемых геодинамических моделей. В этой связи актуальными являются результаты новых геохронологических и геохимических исследований ряда позднекайнозойских вулканических ареалов БРЗ в Прибайкалье и Северной Монголии [3, 5]. Полученные данные указывают на заметную роль в образовании внутриплитных щелочно-базальтовых магм рециклированного вещества погруженной в мантию и преобразованной океанической литосферы. Наиболее отчетливо геохимические признаки участия этого вещества в формировании магм проявляются в составах базальтоидов раннего этапа вулканической активности в регионе со снижением его роли к завершающим этапам, формируя так называемый «эклогитовый след».

По результатам <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar датирования фрагменты лавовых и субвулканических комплексов базальтоидов раннего позднеолигоценного этапа установлены в строении вулканических ареалов Дархатской впадины (26.8±0.2 млн лет) и Агуйтын-нуруу в Северной Монголии (23.3±0.2 млн лет) [5]. Эти проявления представлены трахиандезибазальтами и базанитами. В сравнении с ними, щелочно-базальтовый вулканизм более поздних этапов, а именно ранне- и среднелигоценного (20.0–11.6 млн лет, плато Хэвэн, Агуйтын-нуруу, вулкан Тумусун) и позднемиоцен-раннеплиоценового (6.3–5.1 млн лет, Дархатская впадина) [3, 5], характеризуется значительными объемами проявлений изверженного материала и представлен широким спектром составов пород, включая трахибазальты, гавайиты, базаниты и фонотэфриты.

Наиболее ярко вещественные различия пород щелочно-базальтовых комплексов разновозрастных этапов вулканической активности на юго-западном фланге БРЗ наблюдаются для ареала Дархатской впадины. По времени формирования они разделены между собой интервалом приблизительно в 20 млн лет. Трахибазальты инициального позднеолигоценного этапа этого ареала имеют достаточно высокую магнезиальность (Mg# 59–63), Ol-Cpx парагенезис минералов-вкрапленников и содержат в виде включений в оливинах сульфидные (пирротин) и карбонатные фазы (Fe-содержащий кальцит). Они обладают примечательными вещественными характеристиками, а именно повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zn, Ga, Sr, Sn, LREE, Nb, Ta и низкими концентрациями в них Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO\*, MnO, CaO, Sc, V, Y, Sb и HREE. Общие геохимические и минералогические признаки и высокие значения таких индикаторных редкоэлементных отношений, как Sm/Yb (7.9–8.5), Sr/Y (57–63) и Ga/Sc (2.0–2.4), указывают на то, что в магнезиализующем источнике трахиандезибазальтовых магм содержался значительный



**Результаты микроэлементного моделирования условий формирования щелочно-базальтовых магм юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны.** Точки составов базальтоидов: 1 – трахиандезибазальты инициального позднеолигоценового этапа и 2 – трахибазальты, гавайиты, базаниты и фонотейфриты позднемиоцен-раннеплиоценового этапа вулканической активности Дархатской впадины, 3 – базаниты позднеолигоценового этапа и трахибазальты, гавайиты и базаниты ранне-среднемиоценового этапа формирования вулканических ареалов юго-западного фланга БРЗ (плато Хэвэн, Агуйтын-нуруу, вулкан Тумусун). Состав MORB по [7]. Состав перидотита по данным авторов (лерцолиты вулкана Тумусун). Коэффициенты распределения «минерал/расплав» La, Sm, Yb, Ti, Sc и Ga по литературным данным. Содержания микроэлементов в ppm,  $TiO_2$  – в мас. %.

объем гранатовой фазы. Для объяснения особенностей химизма трахиандезибазальтовых магм необходимо допускать, что составы граната в источнике содержат высокие доли андрадит-гроссуляровой составляющей, что не характерно для перидотитов, но свойственно эклогитам. Пониженные величины Zr/Hf отношений (45.1–46.1), характерные для составов трахиандезибазальтов, помимо высокой доли гранатовой составляющей в магнообразующем субстрате, могут предполагать участие в магнообразовании также и таких минеральных фаз, как рутил, ильменит и титанит. Проведенное микроэлементное моделирование процессов образования позднеолигоценых трахиандезибазальтовых магм дает удовлетворительное решение для условий высоких степеней парциального плавления эклогитизированного MORB (15–30 %) (рисунок). Породы позднемиоцен-раннеплиоценового завершающего этапа вулканической активности в районе Дархатской впадины, в отличие от пород раннего этапа, обладают всеми геохимическими признаками образования исходных для них магм из гранатсодержащих перидотитов ( $Sm/Yb=3.5-4.6$ ,  $Sr/Y=29-44$ ,  $Ga/Sc=1.0-1.4$ ,  $Zr/Hf=46.6-48.8$ ) в условиях низких степеней плавления магнообразующего субстрата (1–5 %).

Временной диапазон формирования базальтоидов других исследованных вулканических ареалов на юго-западном фланге БРЗ (вулкан Тумусун, плато Хэвэн, Агуйтын-нуруу) частично восполняет интервал между ранним и поздним этапами вулканической активности Дархатской впадины. Анализ их составов показывает, что от раннего к позднему миоцену происходит последовательное снижение в магнообразовании роли эклогитового компонента и увеличение роли перидотитового вещества. Исключением являются редкие проявления в этих ареалах базанитов, которые имеют микроэлементные вещественные характеристики, близкие к породам позднеолигоценового этапа (в частности, высокие концентрации Sr, LREE и низкие HREE, Y, Sc). Эти наблюдения могут указывать на то, что эклогитовый компонент или его производные (гранатовые пироксениты) частично сохраняются в мантии до самых поздних этапов кайнозойской вулканической активности и отражаются в составах производных магм на заключительных этапах развития ареалов при заглуплении уровней магнообразования и снижении степеней плавления.

Предложенная модель формирования внутриплитных щелочно-базальтовых магм с участием в плавлении эклогитового компонента согласуется с его возможным нахождением в мантии юго-западного фланга БРЗ в связи с широким развитием здесь в неопротерозое и раннем палеозое (800–500 млн лет) процессов субдукции океанической литосферы [6]. Процессы погружения в переходную зону верхней мантии и высокобарического преобразования субдуцированной литосферы, а затем подъем из этой области в астеносферную верхнюю мантию новооб-

разованных флюидов и расплавов приводят на ранних этапах вулканического развития территории в позднем кайнозое к формированию магм с отчетливыми вещественными признаками эклогитового источника и к фертилизации перидотитовой мантии. Возможно, что на более поздних этапах, в связи со снижением объемов поступающего вещества, производного эклогитизированной океанической литосферы, происходит уменьшение доли его участия в магнообразовании с формированием «эклогитового» следа.

Следует отметить, что роль вещества субдуцированной океанической литосферы в развитии внутриплитного вулканизма Байкальской рифтовой зоны обсуждалась в литературе и ранее [1, 2], но вещественные признаки участия этого компонента в щелочно-базальтовом магнообразовании показаны не были. Обнаруженные вещественные доказательства участия вещества эклогитизированной океанической литосферы в магнообразовании под юго-западным флангом БРЗ не противоречат ни моделям плюмовой геодинамики, ни моделям пассивного рифтогенеза и декомпрессионного плавления.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 15-05-05130-а и 16-55-44030-Монг\_а), и Президента РФ по поддержке ведущих научных школ, грант № НШ-9638.2016.5.

- [1] *Иванов А.В.* Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2011. 30 с.
- [2] *Коваленко И.В., Ярмолюк В.В., Богатилов О.А.* Новейший вулканизм и его связь с процессами межплитного литосферного взаимодействия и глубинной геодинамикой // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1204–1221.
- [3] *Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю.* Происхождение и эволюция неогеновых щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 244–275.
- [4] *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.* Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 3–34.
- [5] *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.
- [6] *Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W.* The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // Precambrian Research. 2005. V. 138. P. 125–150.
- [7] *Jenner F.E., O'Neill H.St.C.* Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2012. V. 13, № 1. Q02005. doi:10.1029/2011GC004009.





## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВУЛКАНОСТРУКТУР ВЫСОКОЙ УРАНОНОСНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ЦАПП

Э.М. Пинский, Ю.Б. Миронов

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А.П. Карпинского, Eduard\_Pinsky@vsegei.ru, Yuri\_Mironov@vsegei.ru

Урановые месторождения в вулканотектонических структурах (ВТС) – основа сырьевой базы урана России, Китая и Монголии. Большинство месторождений ВТС связано с базальт-риолитовыми сериями в пределах двух геотектонических обстановок – в  $Pz_3$ ,  $Mz-Kz$  вулканоплутонических поясах бывших и существующих континентальных окраин и в зонах автономной тектономагматической активизации, выраженных крупными сводово-глыбовыми дислокациями (типа провинции Бассейнов и Хребтов) в начальные этапы рифтогенных режимов. Важнейшие для России ураноносные ВТС сосредоточены в восточном секторе (Монголо-Приаргунском) субширотного Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП), включающего Восточное Забайкалье и ВТС Восточной Монголии [1]. Этот сектор ЦАПП стыкуется с субмеридиональным поясом юрских и меловых вулканитов Восточного Китая. Протяженность китайской части пояса более 4000 км – от Большого и Малого Хингана вдоль прибрежной юго-восточной части до провинции Гуанси. В пределах Тихоокеанского побережья Северной и Южной Америки наибольшее количество урановых месторождений в ВТС изучено в андийском сегменте – горных цепях Мексики, Боливии, Аргентины, Перу. Западный сектор ЦАПП в пределах  $S_2-P$  вулканоплутонического пояса бывшей окраины каледонского континента охватывает территорию Средней Азии. Здесь в качестве эталонных объектов нами выбраны урановые месторождения Чаткало-Кураминского рудного района [2]. Обзор имеющихся данных по распределению урановых месторождений в ВТС западного и восточного секторов ЦАПП поднял два вопроса: какие признаки в вещественном составе магматических пород могут помочь в отбраковке рудоносных и нерудоносных ВТС на ранних стадиях их изучения и с чем связана неравноценность пространственного распределения крупных объектов – их приуроченность только к восточному сегменту. В западном сегменте при большом количестве выявленных мелких U-месторождений крупные объекты отсутствуют.

Эмпирической основой анализа послужила выборка из 740 петрохимических анализов вулканитов, дополненная анализами отдельных элементов в породообразующих и аксессуарных минералах. Несмотря на индивидуальные особенности петрохимического облика вулканических и дайковых пород каждой из рассмотренных рудоносных вулканоструктур, отчетливо прослеживается общность ряда петрохимических характеристик.

Вулканогенные породы в разной степени рудоносных ВТС принадлежат к бимодальной ассоциации, состоящей из субщелочных базальтоидов, андезибазальтов и ультракислых субщелочных риолитов и трахириолитов. В завершающих продуктах кислого вулканизма (трахириолитах) повышается общая щелочность. Весьма характерной чертой петрохимического облика рассматриваемых вулканитов является толеитовый (высокожелезистый) тренд средних составов, хорошо прослеживаемый на АФМ-диаграммах, где в сторону высокомагнезиального состава отклонены лишь некоторые разновидности основных пород дайковых серий. Этот же толеитовый тренд демонстрируют вулканические образования и вне пределов ВТС – в Оловской и Зюльзинской приразломных впадинах с U-оруденением в  $J_3-K_1$  в песчано-конгломератовой и в песчано-гравелитовой толщах. Толеитовый тренд четко прослеживается и в вулканитах Тугнуйского вулканория Селенгино-Нерчинского вулканического пояса.

Помимо железистости для всех пород рудоносных ВТС отмечается корреляция между  $SiO_2$  и  $TiO_2$ . Общая геодинамическая интерпретация петрохимических данных приводит к сле-

дующим выводам. Ранние продукты вулканизма рудоносных ВТС попадают в поле предколлизийных образований, связанных с переработкой мантийного материала в начальные этапы рифтогенеза. В эту стадию возникают перегретые базальтоиды, поэтому раннюю стадию можно назвать термофильной, она сопровождается миграцией высокотемпературного источника из мантии в верхнекоровую область. В последующем составы вулканитов смещаются в поля синколлизийных, постколлизийных и позднеорогенных магм, что свидетельствует об участии в генерации магм корового материала. Поздняя стадия формирования вулканоструктур в зонах внутриплитной коллизии именуется нами как барофильная. Высокобарические обстановки, трактуемые в классической тектонике плит как субдукционные или обдукционные, могут представлять собой, с нашей точки зрения, обстановку формирования глубинных надвигов. На поверхности они нередко картируются как сбросы, но с глубиной быстро выполаживаются и переходят в надвиги. Предполагается, что одной из причин возникновения глубинных внутрикоровых надвигов является неравномерное изменение объемов вещества горных пород при неоднородном разогреве разных блоков субстрата. Отсюда следует, что для широкого развития барофильного магматизма требуется термофильная стадия разогрева коровых толщ. Возникает качественно своеобразный сводово-рифтогенный режим, при котором периоды сжатия перемежаются с периодами растяжения.

Помимо анализа петрохимических данных нами используется дополнительный комплекс признаков, отличающий рудоносные вулканоструктуры от нерудоносных:

1. Разница между содержанием рудных элементов и редких щелочей в афировых и порфировых породах. Впервые, еще в начале 70-х годов, Г.А. Шатковым и др. [3] было показано, что уровень содержания рудных элементов в вулканических стеклах рудоносных ВТС в 3–5 и более раз выше концентраций этих элементов в полнокристаллических аналогах.

2. Интенсивность мобилизации металлов определяется газонасыщенностью магмы. Признаком флюидонасыщенности является динамика вулканизма. В рудоносных ВТС на ранних этапах проявления риолитовой составляющей вулканизма интенсивно проявлена взрывная деятельность (туфы, игнимбриты, кластолавы). Биотит во вкрапленниках существенно обогащен галогенами. Индикаторными элементами глубинного ювенильного флюида являются F и Cs.

3. Обогащенность расплава фтором и щелочами усиливает активность Al, который начинает изоморфно замещать Si с компенсацией заряда щелочами. Подобная схема изоморфного замещения в кварце является причиной изменения его окраски. В рудоносных ВТС кварц во вкрапленниках часто представлен дымчатым кварцем или морионом.

4. Согласно экспериментальным данным, повышенная флюидо- и водонасыщенность обогащает эвтектику полевым шпатом и уменьшает содержание кварца во вкрапленниках. В рудоносных ВТС увеличивается отношение полевой шпат / кварц во вкрапленниках от фельзит-порфиров до гранит-порфиров в 2–4 раза.

5. В рудоносных ВТС наблюдается увеличение сериального щелочного индекса A. Ритмана в 1.5–1.7 раза. Этот эффект связан с привнесением щелочей в ходе эманационной дифференциации.

6. Существенное влияние на мобилизацию рудных элементов оказывает парциальное давление кислорода, регулирующее окислительно-восстановительную обстановку магматических систем. Высокое парциальное давление кислорода способствует ранней кристаллизации магнетита. Поздние производные магматического очага оказываются обедненными железом. Различия в магнитной восприимчивости между экструзивными гранит-порфирами и гранит-порфирами дайкового этапа в безрудных ВТС не превышает 1.5 раза, а в рудоносных достигает 2–3-х кратной величины.

7. Высокое парциальное давление кислорода увеличивает содержание Mg в магнетите. Одновременно происходит перераспределение железа из безводных минералов в водонасыщенные (биотит). В рудоносных ВТС отношение Mg/Fe в магнетитах от фельзитов к гранит-порфирам возрастает, а в нерудоносных – уменьшается. Биотиты рудоносных структур высокожелезисты.

8. Высокая фугитивность кислорода отражается и на поведении редких земель – в виде резкой отрицательной европиевой аномалии (низкие значения  $Eu^{2+}/Eu^{3+}$ ).

Отношение Ce/Yb, характеризующее разделение легких и тяжелых редких земель, в гранит-порфирах рудоносных ВТС, в 3–4 раза выше, чем в фельзитах. В слаборудоносных ВТС аналогичное соотношение не превышает 1.5–2.0 раза.

Решение вопроса о причинах отсутствия в западном секторе ЦАПП крупных U-месторождений в ВТС увязывается нами с фациями глубинности проявления магматической деятельности, определяющей миграцию рудных элементов, разной интенсивностью флюидного воздействия в зонах интрузивной и вулканической фаций. Главная отличительная особенность западного сектора – наличие в стратифицированных толщах ВТС крупных экструзивных куполов. Все урановые месторождения (Чаули, Аллатаньга, Каттасай, Табошар, Адрасман, Чаркасар, Ризак и др.) локализованы в субвулканических куполах, в отличие от локализации месторождений восточного сектора – в осадочно-вулканогенных стратифицированных толщах. Гидротермальные системы стратифицированных вулканогенных образований обладают более высоким урановорудным потенциалом, чем интрузивные и экструзивные. Магматогенные флюиды мобилизуют уран из расплавов только в условиях ликвации – жидкостной несмесимости флюидно-солевых систем. В интрузивных фациях медленная кристаллизация не способствует сохранению ликвационных продуктов, концентрирующих рудное вещество. В вулканических фациях ликвационные отщепления от остаточных магм могут сохраняться благодаря закалочным явлениям и фиксируются в вариолитовых и сферолитовых структурах.

Таким образом, предложенные петрохимические, геохимические и морфологические характеристики магматических образований позволяют на ранней стадии поисковых работ проводить отбраковку неперспективных на уран ВТС.

- [1] *Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б.* Уран в купольных структурах земной коры. СПб., 2010. 360 с.
- [2] *Лаверов Н.П., Величкин В.И., Власов Б.П., Алешин А.П., Петров В.А.* Урановые и молибден-урановые месторождения в областях континентального внутрикорового магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия образования. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. 324 с.
- [3] *Шатков Г.А., Шаткова Л.Н., Гуцин Е.Н.* О распределении урана, тория, фтора, хлора, молибдена и ниобия в липаритах и кислых вулканических стеклах // Записки ВМО. 1970. Ч. 99, № 2. С. 165–177.



## Ar/Ar И U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАССИВА ИНАГЛИ

А.В. Пономарчук, И.Р. Прокопьев, А.С. Борисенко

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

Массив Инагли расположен в западной части Центрально-Алданского района и представлен выраженной в рельефе купольной структурой диаметром около 10 км. Ряд исследователей по морфологическим признакам относят инаглинскую структуру к вулканоплутонам. Инаглинский массив находится в узле пересечения двух региональных систем разломов – северо-западного (Юхтинского) и северо-восточного (Инаглинского). Массив имеет концентрически-зональное строение со сменой пород от центра к периферии: дуниты – оливиниты – перидотиты и пироксениты – шонкиниты и мальиниты – пулласкиты. Дунитовое ядро имеет форму слегка вытянутого в меридиональном направлении овала диаметром 5.5 км. Дуниты обрамлены узкой полосой пироксен-оливиновых пород с различным количеством слюды, по составу отвечающим верлитам и пироксенитам. Шонкиниты преобладают во внешней кольцевой зоне. Ширина этой зоны непостоянна и наибольших значений (до 700 м) достигает на востоке. Во внутренней части массива широко развиты нефелиновые и псейдолейцитовые сиенит-пегматиты. В западной части массива к неполнокольцевым зонам разломов приурочены диопсид-пегматиты и флогопит-ортоклаз-диопсидовые пегматиты с эгирином и арфедсонитом. В непосредственной близости от массива развиты сиенит-порфиры, залегающие в кембрийских толщах. Щелочные габброиды и сиениты массива по своему составу и условиям залегания близки к аналогичным породам других юрско-меловых массивов Центрального Алдана и соответствуют преобладающей формации района расположения – лейцит-щелочно-сиенитовая и монцонит-сиенитовая [1].

В результате анализа цирконов из сиенит-порфиров кольцевого обрамления по десяти точкам получен конкордантный возраст  $130.3 \pm 1.4$  млн лет. Зерна цирконов имеют призматический идиоморфный облик, характеризуются довольно крупным размером (200–500 мкм) и тонкой ритмичной магматической зональностью. По результатам 20 измерений цирконов щелочного пироксенита получен конкордантный возраст  $126.9 \pm 1.2$  млн лет. При этом отчетливо выделяется несколько групп – возрастом около 123 млн лет (4 точки) и возрастом около 128 млн лет (15 точек). Рассматривая более молодые цирконы как результат последующего воздействия, можно принять возраст формирования рассматриваемого образца  $127.7 \pm 1.2$  млн лет.

Другой исследованный образец пироксенита из кольцевого обрамления дунитового ядра демонстрирует сложную, многоэтапную историю: шесть конкордантных точек дают возраст  $123 \pm 2$  млн лет, но также при этом группа из трех конкордантных точек определяет возраст  $1772 \pm 35$  млн лет.

Цирконы из дунита дают конкордантный возраст  $134 \pm 1.8$  млн лет (6 точек), при этом также присутствуют точки 137, 140, 157, 216, 443 млн лет.

Образец амфибола из амфибол-ортоклазовой пегматитовой жилы с хромдиопсидом (И-1-1) по результатам Ar/Ar датирования демонстрирует надежное плато из трех ступеней (более 90 % выделенного аргона) возрастом  $133 \pm 1$  млн лет. Полученные авторами U-Pb датировки по сиенит-порфиру кольцевого обрамления (образец И-24,  $130.3 \pm 1.4$ ) и массива Инагли свидетельствуют о становлении этих пород в эпоху мезозойской активизации. Этот результат совпадает с данными о U-Pb возрасте сиенит-порфира и монцодиорит-порфира  $130 \pm 1$  и  $133 \pm 1$  млн лет [2].

По результатам датирования образцов щелочных пироксенитов из кольцевой оторочки массива отчетливо выделяются два события – 123 и 127 млн лет, причем для одного образца проявлены оба этих этапа, а для другого только первый. Так же неоднозначно выглядит интерпретация датировки  $1772 \pm 35$  млн. Популяции «древних» цирконов характерны для подобных объектов – например для массива Кондер, расположенного восточнее на Алданском щите, описаны группы цирконов возрастом 1.8–2.5 млрд лет [3, 4], что связано с длительностью эволю-

ции дунитов. Если предположить метасоматическое происхождение пироксенитов, то древние цирконы были унаследованы непосредственно от дунитового ядра. Событие возрастом 123 млн лет, наложившееся на пироксениты, вероятно, носит самостоятельный характер. По имеющимся данным, сиениты кольцевого обрамления, с которыми иногда связывают образование пироксенитов, имеют более древний возраст – 130–133 млн лет. Если предположить, что щелочные пироксениты являются отдельной фазой внедрения, то «древние» цирконы были захвачены из вмещающих пород.

Полученный возраст из цирконов дунита ( $134 \pm 1.8$  млн лет) совпадает с  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировкой по амфиболу из амфибол-ортоклазового пегматита с хромдиопсидом в пределах ядра –  $133 \pm 1$  млн лет. Эти данные находятся в соответствии с U-Pb возрастом по идиоморфным зернам и оболочкам кристаллов циркона из дунитов [2]. Согласно результатам датирования ферроплатины из россыпи р. Инагли He-Pt методом, возраст формирования составляет  $127 \pm 6$  млн лет [5], что в пределах ошибки соответствует полученным возрастам цирконов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-35-00335).

- [1] Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 3–26.
- [2] Ибрагимова Э.К., Радьков А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Шатов В.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Хорохорина Е.И. Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-зональных комплексов // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 64–78.
- [3] Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные // ДАН. 2012. Т. 446, № 3. С. 308–312.
- [4] Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепехина Г.А., Родионов Н.В., Маслов А.В. U-Pb датирование системы «баделлеит-циркон» платиноносного дунита Кондерского массива (Алданский щит): новые данные // ДАН. 2013. Т. 450, № 5. С. 579–585.
- [5] Yakubovich O., Mochalov A., Kotov A., Sluzhenikin S., Okrugin A., Danišik M., McDonald B., Evans N., Brent McInnes B. Pt-4He dating of platinum mineralization // Proceedings 13th Biennial SGA Meeting (August 24–27, 2015). Nancy, France, 2015. V. 3. P. 663–664.



## U/Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Н.С. Прияткина<sup>1, 2</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>3, 4, 5</sup>, А.В. Шацлло<sup>5</sup>,  
С.В. Рудько<sup>3</sup>, А.К. Худoley<sup>1</sup>, В.Дж. Коллинз<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

<sup>2</sup> Ньюкасл, Австралия, Университет Ньюкасла, nadezhda.priyatkina@gmail.com

<sup>3</sup> Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru, rudserega@ya.ru

<sup>4</sup> Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

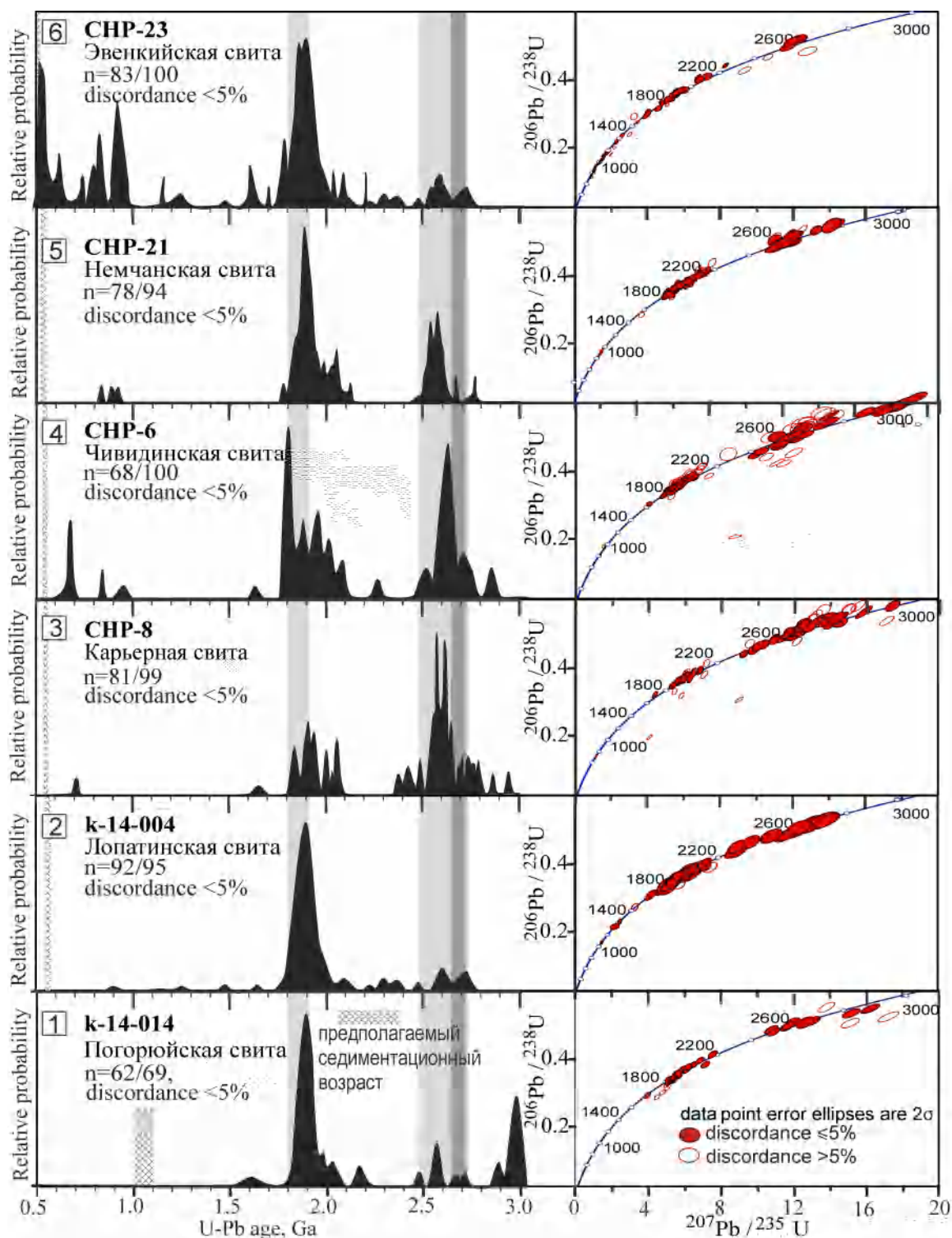
<sup>5</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

В последние годы, изучая разные аспекты строения позднедокембрийских и раннепалеозойских вещественных комплексов Енисейского кряжа, мы получили данные о характере распределения U/Pb-изотопных возрастов (LA ICP-MS) детритных цирконов, извлеченных из песчаников, слагающих некоторые из этих комплексов. В частности, нами получены данные по песчаникам из сопоставляемой с самыми низами верхнего рифея [6] погорюйской свиты (верхи сухопитской серии или низы большепитской серии [6]), отнесенной нами к верхам верхнего венда [7] лопатинской свиты и залегающих стратиграфически выше нее карьерной и чивидинской свит (все чингасанская серия), отнесенной нами к переходным уровням венда и кембрия [3] немчанской свиты (чапская серия), а также из верхнекембрийской эвенкийской свиты. Все эти данные в виде расположенных друг под другом (в порядке от древних снизу вверх к молодым) графиков плотности вероятности и диаграмм с конкордией (диаграмма Аренса – Везерилла) приведены на рисунке.

Ранее в том или ином виде мы уже представляли данные по чингасанской и чапской сериям [2, 5], поэтому здесь лишь отметим отсутствие или резкую подчиненность цирконов с неопротерозойским возрастом, присутствия которых следовало бы ожидать, основываясь на доминирующих в настоящее время представлениях о тектонике и эволюции региона Енисейского кряжа [1, 4]. В этой связи следует специально обратить внимание на данные по эвенкийской свите (верхние диаграммы на рисунке). В этой свите в весьма существенных количествах содержатся продукты эрозии неопротерозойских кристаллических комплексов, что фактически не фиксировалось во всех более древних изученных толщах (рисунок).

Кроме того, заслуживают специальных комментариев наши новые данные по погорюйской свите (нижние диаграммы на рисунке). Среди выделенных из погорюйской свиты цирконов отмечены архейская и палеопротерозойская популяции. Архейская популяция имеет возраст 3.0–2.5 млрд лет. Возраст палеопротерозойских цирконов варьируется в пределах 2100–1800 млн лет, однако большинство зерен имеет возраст около 1900 млн лет. Около 50 % изученных цирконов плохо окатаны, что указывает на относительно близкое расположение источника сноса. Вероятно, изученные песчаники погорюйской свиты являются продуктами эрозии магматических и метаморфических комплексов, обнаженных в пределах Шарыжалгайского выступа. В построениях некоторых исследователей, и в частности в работе [6], утверждается, что погорюйская свита сложена продуктами разрушения комплексов, слагавших поднятие, располагавшееся к западу (современные координаты) от области, в которой накапливались погорюйские песчаники, и сформированное «... в связи с гренвильскими событиями ...». Если бы это было так, то следовало бы ожидать, что в наборе цирконов из песчаников погорюйской свиты присутствовало бы значительное (или хотя бы какое-то) количество зерен с гренвильским, т.е. с (поздне)мезопротерозойским возрастом. В действительности же результаты наших исследований показали, что мезопротерозойских цирконов среди датированных зерен нет, а все датированные зерна имеют палеопротерозойский и более древний (архейский) возраст.

В завершение добавим лишь, что наши новые данные по погорюйской свите в целом хорошо согласуются с доминирующими представлениями, согласно которым погорюйская свита



**Распределение возрастов детритных цирконов из позднекембрийских и раннепалеозойских песчаников Енисейского края.** 1 – погорюйская свита (верхи сухопитской серии или низы большепитской серии [6]) самых низов верхнего рифея [6]; 2–4 – чингасанская серия, отнесенная к верхам верхнего венда [7]; 2 – лопатинская свита, 3 – карьерная свита, 4 – чивидинская свита; 5 – немчанская свита (верхи чапской серии), отнесенная к переходным уровням венда и кембрия [3]; 6 – эвенкийская свита верхнего кембрия. Слева – графики плотности относительной вероятности, справа – диаграммы с конкордией (диаграммы Аренса–Везерилла).

сформировалась на пассивной континентальной окраине Сибири [1, 4 и мн. др.] за счет накопления продуктов разрушения комплексов ее раннекембрийского кристаллического фундамента или рециклирования продуктов его эрозии (размыва более ранних толщ, сложенных продуктами разрушения фундамента Сибири).

Исследования выполнены в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН. Изотопные анализы выполнены в Университете Ньюкасл (Австралия). Сбор каменного материала и его подготовка к исследованиям проведены при финансовой поддержке РФФ (проект № 14-27-00058), обработка анализов – РФФИ (проект № 15-35-21059), синтез материалов по Енисейскому кряжу – МОН РФ (договор № 14.Z50.31.0017 ИФЗ РАН и Госзадание № 2330 РГУ НиГ).

- [1] Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 63–90.
- [2] Кузнецов Н.Б., Прияткина Н.С., Рудько С.В., Шаццлло А.В., Коллинз В.Д., Романюк Т.В. Первые данные о U/Pb-изотопных возрастах и Lu/Hf-изотопно-геохимической систематике детритных цирконов из лопатинской свиты (пограничные уровни венда-кембрия) и тектоническая природа Тейско-Чапского прогиба (СВ Енисейского кряжа) // ДАН (в печати).
- [3] Кузнецов Н.Б., Шаццлло А.В., Павлов В.Э., Прияткина Н.С., Данилко Н.К., Козионов А.Е. Первые находки ихнофоссилий и арумбериеморфных отпечатков в породах чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (северо-восток Енисейского кряжа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 143–147.
- [4] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 32–53.
- [5] Прияткина Н.С., Худолей А.К., Кузнецов Н.Б., Коллинз В.Дж., Шаццлло А.В., Павлов В.Э. Первые результаты датирования обломочных цирконов из отложений чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (Енисейский Кряж) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2015. Т. 2. С. 57–62.
- [6] Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 9. С. 921–933.
- [7] Шаццлло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Прияткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В. Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН. 2015. Т. 465, № 4. С. 464–468.





## КАЙНОЗОЙСКИЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ: ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВАРИАЦИЙ СОДЕРЖАНИЙ $Al_2O_3$ И $CO_2$

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, А.В. Миколайчук<sup>3</sup>, В.Л. Коломиец<sup>4</sup>, Р.Ц. Будаев<sup>4</sup>, М.В. Усольцева<sup>5</sup>,  
Йи-минь Сунь<sup>6</sup>, Чжэньхуа Сие<sup>6</sup>, Чэнь Янг<sup>6</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>, Т.А. Чикишева<sup>1,2</sup>,  
А.И. Хассан<sup>2</sup>, А. Аль Хомуд<sup>2</sup>, Р. Алокла<sup>2</sup>

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

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

<sup>3</sup> Бишкек, Кыргызстан, Центрально-Азиатская геолого-геофизическая ассоциация

<sup>4</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bsnet.ru

<sup>5</sup> Иркутск, Лимнологический институт СО РАН, usmarina@inbox.ru

<sup>6</sup> Удаляньчи, Китай, Институт вулканов и минеральных источников Хэйлунцзянской Академии наук

Цвет осадочных отложений используется в качестве важнейшего признака стратиграфической идентификации слоев при изучении обнажений и документации керна скважин. Красный цвет, обусловленный наличием гематита (охры), отражает окислительные условия осадко-накопления, серый и другие цвета – менее окислительные. Восстановленность железа до закисной формы выражается в зеленовато-серых и фиштакково-зеленых тонах. Слои красной и серой окраски часто выступают в контрастных соотношениях. Красноцветные отложения образуются в условиях тропиков и субтропиков (гумидный климат) и пустынь (аридный климат). Развитое химическое выветривание ведет к накоплению  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$ . Красноцветы аридного литогенеза содержат карбонаты в составе осадков (в основном кальцит и доломит), наличие которых определяется по содержанию  $CO_2$ . Красноцветы гумидного литогенеза отличаются отсутствием карбонатов.

В настоящей работе проводится анализ разновозрастных красноцветных отложений Внутренней Азии на предмет распространения пород с высокими содержаниями  $Al_2O_3$  и  $CO_2$  для фиксации, соответственно, латеритных кор выветривания (продуктов их размыва) и карбонатсодержащих толщ. В образцах из разрезов разных районов Азии выполнены определения петрогенных оксидов методом мокрой химии. Представляют интерес, прежде всего, отложения, соответствующие первичному химическому составу осадка (или слабо отличающиеся от него). В результате циркуляции водных растворов, несущих растворенные элементы ( $CO_2$ , CaO и др.), отложения могли претерпевать существенные изменения.

**Возраст отложений.** Сугубо красноцветными отложениями во Внутренней Азии обозначен палеоценовый климатический оптимум (61–55 млн лет). В Средней и Южной Гоби (Центральная Монголия) красноцветные осадочные отложения сочетаются с вулканическими породами, датированными K–Ar методом в интервале 65–41 млн лет. В Юго-Западной Монголии к палеоцену предварительно относятся красноцветные осадочные отложения, залегающие на нерасчлененной равнине в левобережной части р. Халхин-Гол. В Среднем и Северном Тянь-Шане (Кыргызстан) красноцветные отложения сулутерекской свиты, залегающей на поверхности выравнивания, перемежаются с базальтовыми лавами, датированными методом  $^{40}Ar/^{39}Ar$  интервалом 61–53 млн лет. В Байкальском регионе отмечалось несколько местонахождений палеоценовых отложений и кор выветривания. В основании разреза кайнозойских отложений, имеющих состав латеритов и бокситов и залегающих в небольших впадинах Предбайкальского прогиба, палеоцен-эоценовый возраст (до маастрихта) колсахайской и каменской свит подтвержден С.Ф. Павловым и др. результатами анализа спор и пыльцы. Надежное палеонтологическое обоснование приведено нами для разновозрастных отложений Западного Забайкалья. Возраст 60-метровой вулканогенно-осадочной толщи, вскрытой скважинами на Еловском отроге (Тункинская долина), предполагался П.А. Хлыстовым и Л.В. Дехтяревой исходя из высокоглиноземистого состава осадочных пород. Предположительно, палеоценом датировались также фраг-

менты красноцветных кор выветривания на о-ве Ольхон (оз. Байкал), не обладающие, однако, высокой глиноземистостью.

Чередование слоев красноцветных и сероцветных отложений началось в разрезах Внутренней Азии, по крайней мере, с рубежа эоцена и олигоцена. Действие Азиатского муссона, обусловленное поднятием Гималайско-Тибетского горного сооружения на высоту более 5000 м, ощущалось по распространению лессов на территории Китая с 22 млн лет назад. Отложения угленосной танхойской свиты Байкальской системы впадин (гипостратотип – разрез р. Половинка) датированы в Тункинской долине миоценом – нижним плиоценом по палеонтологическим данным, согласованным с К–Аг датировками базальтовых лав. Озерные отложения свиты окрашены в монотонные серые и кремовые тона. В основании разреза юго-западной части Баргузинской впадины (районы Уро и Бодон) скважинами вскрыт горизонт красноцветных отложений, который может коррелироваться с красноцветными прослоями в толще Тагайского залива о-ва Ольхон (халагайская свита по Н.А. Логачеву или тагайская свита по В.Д. Мацу). Красноцветная толща разреза Серафимовка (Киргизский хребет) накапливалась до 11 млн лет назад перед воздыманием хребта [1].

Для переходных слоев плиоцена–плейстоцена показателен разрез осадочных отложений, перекрытых базальтовым лавовым потоком Лаошантоу (район Удаляньчи, север бассейна Сунляо, Северо-Восточный Китай). Поток перекрыл красноцветный аллювий с прослоями темно-коричневых глин, жирных на ощупь. Красноцветные отложения подстилаются сероцветными. Осадочные слои смещены многочисленными сбросами с амплитудой смещения от первых десятков сантиметров до первых метров. Осадки поднятых участков эродированы. Лавовый поток лег на неровную поверхность. Видимая мощность красноцветного аллювия в опущенных блоках превышает 4 м, а в поднятых блоках сокращается до первых сантиметров. Судя по К–Аг-датировке лавового потока  $2.52 \pm 0.06$  млн лет, переход от сероцветных отложений к красноцветным приблизительно соответствовал рубежу плиоцена–квартера (2.588 млн лет) или несколько предшествовал этому рубежу. В 481-метровой скважине района Хуайнан (равнина Хубей) сероцветные отложения составляют нижнюю часть разреза возрастного интервала 8.0–2.5 млн лет и сменяются монотонной красноцветной толщей [2]. В отличие от Северо-Восточного Китая, в плейстоцене Прибайкалья красноцветные слои чередовались с сероцветными.

**Вариации содержаний  $\text{CO}_2$  и  $\text{A}_2\text{O}_3$ .** Переход от сероцветных отложений танхойской свиты к красноцветным аносовской свиты при слабой литификации в разрезе Баргузинской впадины резко выражен в возрастании отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  от интервала 0.13–3.00 к интервалу 3.0–13.9. Систематические изменения выявляются при сопоставлении состава отложений Баргузинской впадины с составом современного осадка дельты р. Селенга, в котором определены содержания  $\text{CO}_2 < 0.13$  мас. %,  $\text{H}_2\text{O}^+ 6.3\text{--}6.8$  мас. %. Относительно этого состава на диаграмме  $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}^+$  регистрируется обогащение пород танхойской свиты  $\text{H}_2\text{O}^+$  (т.е. кристаллизационной водой минералов и органическим детритом, удаляющимся из пробы при ее прокаливании) и, наоборот, обеднение этим компонентом пород аносовской свиты. Отложения находятся в умеренных широтах и не содержат органического материала, поэтому их красноцветные фации не могли формироваться в условиях тропиков или субтропиков, а связаны с климатом пустыни. Низкие содержания  $\text{CO}_2$  в отложениях аносовской свиты (преимущественно менее 0.1 мас. %) свидетельствуют об отсутствии карбоната в осадке. Следовательно, отложения аносовской свиты не типичны для литогенеза аридного типа и могут характеризовать умеренную (семиаридную) обстановку. Отложения танхойской свиты с повышенными содержаниями  $\text{H}_2\text{O}^+$  также обнаруживают низкие содержания  $\text{CO}_2$ , что типично для пород, производных литогенеза гумидного типа. Между тем часть пород танхойской свиты дает отчетливый тренд возрастания содержаний  $\text{CO}_2$  от значений ниже предела обнаружения до 1.6 мас. % с относительным возрастанием  $\text{H}_2\text{O}^+$  от 7.6 до 12.5 мас. %. Этот тренд характеризует все породы танхойской свиты из скв. 513 и часть пород этой свиты из скв. 531. Таким образом, в фациях осадков танхойской свиты Баргузинской впадины присутствует примесь карбоната. В тонкой фракции четвертичной ритмичной аллювиальной толщи, вскрытой 360-метровой скважиной, содержания  $\text{CO}_2$  повышены (0.74–4.18 мас. %) при содержаниях  $\text{H}_2\text{O}^+ = 0.38\text{--}3.40$  мас. % (ниже значений в современных осадках). С возрастанием содержаний  $\text{CO}_2$  содержания  $\text{H}_2\text{O}^+$  также возрастают. Этот тренд может быть обусловлен инфильтрацией вод через проницаемую осадочную толщу.

Наложенная карбонатизация с образованием мергелистых стяжений ярко выражена в осадочной толще разреза в заливе Тагай (о-в Ольхон). На диаграмме  $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}^+$  красноцветы разреза смещены от современных осадков, подобно отложениям аносовской свиты Баргузин-

ской впадины, с относительным снижением содержаний  $H_2O^+$  и дают тренд возрастания  $CO_2$  от содержаний ниже предела обнаружения ( $<0.06$  мас. %) до 2.6 мас. % при увеличении содержаний  $H_2O^+$  от 2.1 до 4.6 мас. %. Подобный тренд с повышением содержаний  $H_2O^+$  до 7.4 мас. % воспроизводит часть нижележащих отложений танхойской свиты. Среди них выделяются еще две группы пород. Одна (преимущественно пески) дает тренд от современных осадков с возрастанием  $H_2O^+$  до 10.9 мас. % с повышением  $CO_2$  до 0.55 мас. %. Другая (мергели) образует тренд снижения содержаний  $H_2O^+$  от 2.6 до 0.9 мас. % при возрастании содержаний  $CO_2$  от 9.7 до 36.8 мас. %. По данным С.А. Кашика и Т.К. Ломоносовой, в керне донных отложений подводного Академического хребта оз. Байкал карбонат (кальцит) присутствует в виде несущественной пелитоморфной примеси.

Верхнемиоценовые красноцветы разреза Серафимовка (Кыргызстан), включающие прослой хемогенных карбонатов мощностью до 1 м, дают тренд возрастания содержаний  $CO_2$  от 0.9 до 40.1 мас. % с относительным снижением содержаний  $H_2O^+$  от 11.6 до 1.2 мас. %. В слаболитифицированных озерных отложениях верхней части разреза, подстилающих слой валунных галечников, венчающих разрез, содержания  $CO_2$  и  $H_2O^+$  близки к содержаниям в принятом нами эталоне современных осадков. Такой же тренд возрастания содержаний  $CO_2$  с относительным снижением  $H_2O^+$  в палеоценовых красноцветах Тянь-Шаня дополнен смещением фигуративных точек к низким содержаниям кристаллизационной воды и  $CO_2$ . Наличие гипса, наряду с карбонатом, свидетельствует о происхождении этих отложений в условиях аридного литогенеза.

В целом осадочные породы Тянь-Шаня характеризуются частичным сходством содержаний петрогенных оксидов в палеоцене и верхнем миоцене при их более широких вариациях в палеоценовых породах. Тренды положительной корреляции  $Al_2O_3-SiO_2$  и  $TiO_2-SiO_2$  от карбонатных пород к силикатным с максимумами  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  при содержании  $SiO_2$  около 60 мас. % дополняются тенденцией возрастания  $SiO_2$  (до 89 мас. %) в палеоценовых породах при низких содержаниях обоих оксидов. Несмотря на образование в условиях климатического оптимума, палеоценовые красноцветы Тянь-Шаня не обнаруживают признаков латеритного выветривания с обогащением глиноземом. Признаки глубокого химического выветривания в палеоценовых красноцветах Центральной и Южной Монголии, Забайкалья и о-ва Ольхон также отсутствуют. Между тем образование палеоцен-эоценовых бокситов и латеритов во впадинах Предбайкальского прогиба и на Еловском отроге интерпретировалось именно с позиций существования климатического оптимума. На первой территории высокоглиноземистые породы залегают на красноцветах верхоленской свиты верхнего кембрия и, по-видимому, наследуют литологические характеристики этих пород в результате их местного размыва. Подобным образом с отложениями верхнего кембрия пространственно связана осадочно-вулканогенная толща Еловского отрога.

Мы приходим к заключению об унаследованном характере образования палеоценовых высокоглиноземистых кайнозойских осадочных пород в Предбайкальском прогибе (и возможно, в будущей Тункинской долине), а также о двойственной роли обогащения карбонатом, который может образоваться в осадке при аридном типе литогенеза и накопиться в ходе инфильтрации вод через проницаемую толщу.

Изучение осадочных пород проводится частично в рамках работ Китайско-Российского исследовательского центра Удаляньчи-Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде.

- [1] Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdrakhmatov K.Y. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building // Geological Society of America Bulletin. 2001. V. 113. P. 1544–1559.
- [2] Zhang Lei, Liu Jiaqi, Qin Xiaguang. Preliminary study on the magnetostratigraphy framework of Huainan (east China) borehole: constraints from the ages of three tephra layers // 6<sup>th</sup> International Maar Conference Abstracts. Changchun, China, 2016. P. 117–118.



## ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И РУДОНОСНОСТЬ БАЗИТ-ПИКРОБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ХУДОЛАЗОВСКОЙ МУЛЬДЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

И.Р. Рахимов<sup>1</sup>, Д.Н. Салихов<sup>1</sup>, А.Г. Владимиров<sup>2,3</sup>, В.В. Холоднов<sup>4</sup>,  
А.В. Вишневский<sup>2,3</sup>, Е.В. Бородин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Уфа, Институт геологии УНЦ РАН, rigel92@mail.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vladimir@igm.ru

<sup>3</sup> Новосибирск, Новосибирский государственный университет

<sup>4</sup> Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, kholodnov.uran.ru

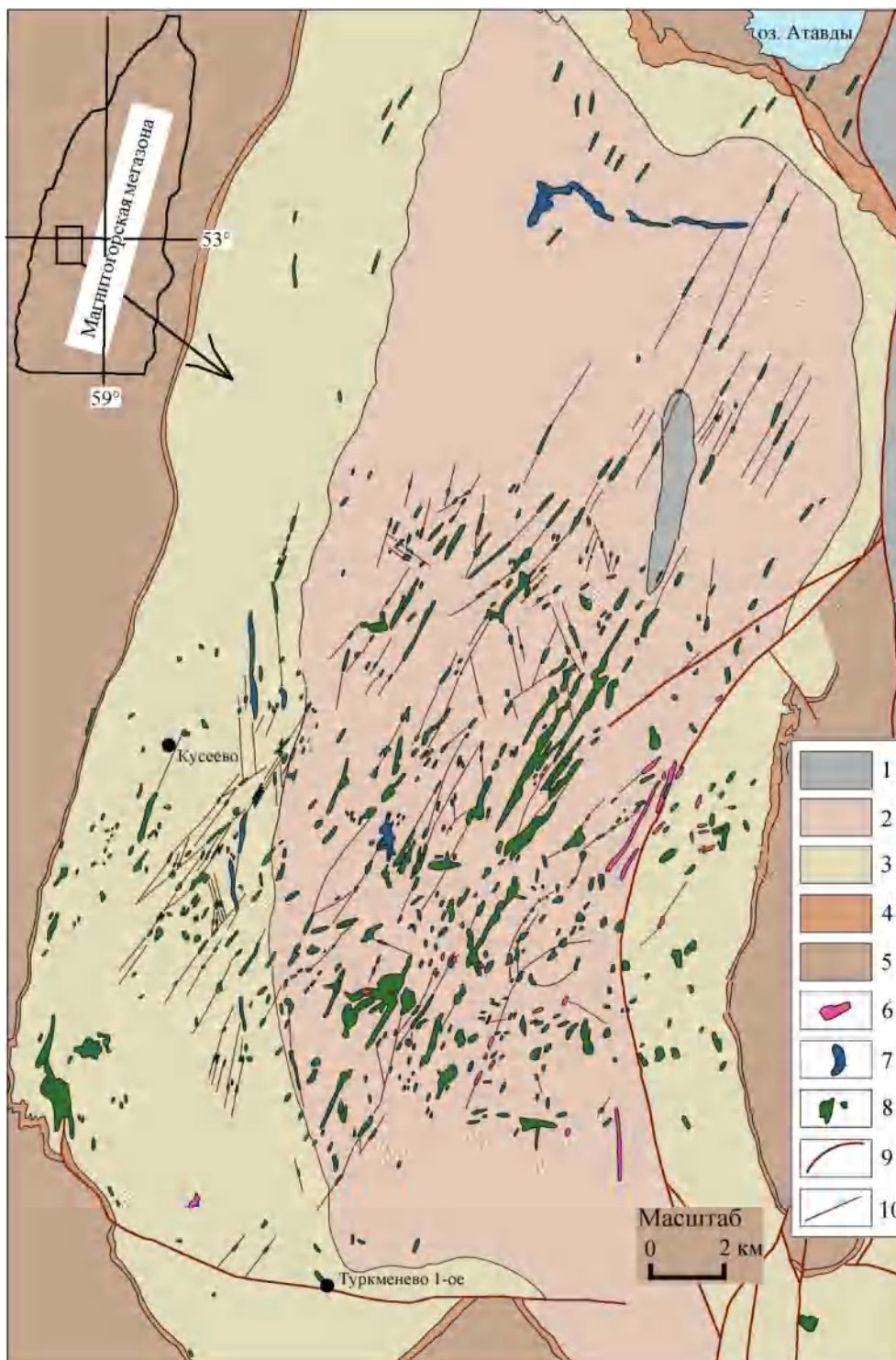
В геологическом строении Южного Урала уже давно известны и закартированы синорогенные структуры (мульды) позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, сложенные вулканогенно-осадочными отложениями [1]. Для этих структур характерен специфический базит-пикробазитовый интрузивный магматизм, наиболее полно проявленный в Худолазовской мульде (рисунок) [2]. Эта синформа, по существу, представляет собой осадочный бассейн «pull-apart» типа, заложение которого было связано со сдвиговыми деформациями Западно-Кизильского разлома [3]. Здесь выявлено два раннекарбонных интрузивных комплекса, последовательность формирования которых отвечает антидромному магматическому ряду: басаевский долеритовый (C<sub>1</sub>t) и худолазовский перидотит-габбро-диоритовый (C<sub>1</sub>v-s) [4]. U-Pb изотопный возраст получен для худолазовского комплекса по циркону (328.9±0.78 млн лет) и бадделеиту (324.78±0.46 млн лет), что соответствует границе визейского и серпуховского веков раннего карбона [5].

Анализ геологической позиции и эволюции составов интрузивных тел позволил предположить, что под Худолазовской синформой существовал глубинный магматический очаг, соизмеримый с ней по масштабам. Этот вывод согласуется с геолого-геофизическими данными [6]. С петрогенетической точки зрения интрузивные силло-дайковые комплексы Худолазовской структуры, вероятнее всего, отражают кратковременные импульсы тектонического вскрытия глубинного магматического очага. Рассмотрим петрологическую характеристику и рудоносность магматических комплексов.

*Басаевский комплекс* представлен конформными телами (силлами) роговообманковых долеритов, габбродиоритов и диоритов, приуроченных главным образом к бортам Худолазовской мульды [4]. Породы мелкозернистые с офитовой структурой, выполнены андезином, бурой роговой обманкой и авгитом. Габброиды характеризуются умеренной щелочностью натрового типа (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=2–8) и повышенной титанистостью (TiO<sub>2</sub>=1.1–2.5 мас. %). С породами этого комплекса связано ильменитовое оруденение.

*Худолазовский дифференцированный (перидотит-габбро-габбродиорит-диоритовый) комплекс* развит в центральной части Западно-Магнитогорской зоны и представлен дискордантными гипабиссальными телами (штоки, хонолиты, этмолиты). Наибольшая концентрация интрузивных тел приурочена к центральной части Худолазовской мульды (рисунок). Интрузивный комплекс сопровождается сульфидным медно-никелевым оруденением [7]. Согласно подсчетам, по категориям Р<sub>2</sub> и Р<sub>3</sub> установлено два промышленных объекта (общие запасы никеля 250–320 тыс. т, меди – 200–270 тыс. т) [8].

В формировании худолазовского комплекса выявлено четыре генетически связанные интрузивные фазы: I – перидотитовая, II – габбровая, III – габбро-диоритовая, IV – диоритовая. Перидотитовая фаза представлена штоками среднезернистых шрисгеймитов кумулюсной природы (пойкилитовые роговообманковые перидотиты), развитыми на западе Худолазовской мульды. В них постоянно присутствует сульфидная вкрапленность, достигающая максимальных концентраций в донных частях интрузий (прожилково-вкрапленные руды). Сульфидная ассоциация представлена никелистым пирротинном, халькопиритом и пентландитом. В



**Геологическая карта Худолазовской мульды, по [7] с авторскими изменениями.** 1 – нерасчлененные осадочные отложения раннего карбона; 2 – отложения верхней подсвиты зилаирской свиты (D<sub>3</sub>fm–C<sub>1</sub>t); 3 – отложения нижней подсвиты зилаирской свиты (D<sub>3</sub>fm); 4 – отложения мукасовской свиты (D<sub>3</sub>f); 5 – нерасчлененные отложения среднего девона; 6 – плагиограниты (C<sub>1</sub>v); 7 – габбро-диориты, долериты басаевского комплекса (C<sub>1</sub>t); 8 – габброиды худолазовского комплекса (C<sub>1</sub>v–s); 9 – разрывные нарушения; 10 – трещинные зоны.

сульфидах обнаружены минералы платиноидной группы (висмутотеллуриды палладия). Габбровая фаза (оливин-роговообманковые и роговообманковые габбро) развита в центральной части мульды и представлена расслоенными и слаборасслоенными хонолитами протяженностью до 3 км и мощностью до 500 м. Породы данной фазы также несут сульфидную (пентландит-халькопирит-пирротиную) вкрапленность, приуроченную лишь к оливинсодержащим поро-

дам. Габбро-диоритовая фаза установлена как в Худолазовской мульде, так и за ее пределами. Породы локализованы в телах различной морфологии и несут бедную пиритовую вкрапленность. Диоритовая фаза выполняет несколько самостоятельных хонолитобразных интрузий, сложенных диоритами от среднезернистой до гигантозернистой макроструктуры и секущих породы предыдущих фаз. В соответствии с выделенными интрузивными фазами, в худолазовском комплексе четко проявлена геохимическая эволюция расплавов, выраженная постепенным обеднением MgO (30–2 мас. %), обогащением Na<sub>2</sub>O (1–6 мас. %) и TiO<sub>2</sub> (0.6–1.5 мас. %).

В породах басаевского и худолазовского комплексов были изучены серно-галогенные составы акцессорных апатитов и выявлена их индикаторная роль для оценки потенциальной рудоносности. В апатитах пород басаевского комплекса установлены высокие отношения F/Cl=6.0–6.5 и постоянное присутствие серы (SO<sup>3-</sup> ~0.3 мас. %). Для пород разных интрузивных фаз худолазовского комплекса выявлена следующая закономерность: 1) в оливиновых породах первых двух фаз, несущих сульфидное Cu-Ni оруденение, апатиты характеризуются низкими отношениями F/Cl=0.3–1.1 и повышенными концентрациями серы (SO<sup>3-</sup> 0.2–0.6 мас. %); 2) апатиты с повышенными отношениями F/Cl=4 и низкими концентрациями серы (SO<sup>3-</sup> 0.01–0.05 %) характерны для пород третьей фазы, в которых наблюдается бедная сульфидная вкрапленность; 3) апатитам пород четвертой фазы (без оруденения) свойственны высокие отношения F/Cl=7 и почти полное отсутствие серы.

**Петрогенетическая модель.** Для оценки состава родоначального расплава худолазовского комплекса и механизма его глубинной дифференциации было проведено ЭВМ-моделирование в программе КОМАГМАТ 3.57 [9]. Модельные расчеты проводились в режиме формирования расслоенного интрузива при следующих параметрах системы: давление 3 кбар, буфер QFM, содержание воды в расплаве 0.5 %, шаг кристаллизации 1 мол. %, максимальная степень кристаллизации родоначального расплава 84 %. Согласно расчетной модели, кристаллизация расплава начинается при температуре 1360 °С и соответствует последовательности кристаллизации ликвидусных минералов: Ol ⇒ Pl ⇒ Crx ⇒ Орх. Модельный родоначальный расплав худолазовского комплекса по составу соответствует пикробазальту: 47 мас. % SiO<sub>2</sub>, 0.8 мас. % TiO<sub>2</sub>, 13.5 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 9 мас. % FeO, 0.2 мас. % MnO, 20 мас. % MgO, 7 мас. % CaO, 1.8 мас. % Na<sub>2</sub>O, 0.5 мас. % K<sub>2</sub>O, 0.2 мас. % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Mg#(100\*Mg/(Mg+Fe))=79.8. Содержание редких элементов: 500 г/т Ni, 70 г/т Co, 500 г/т Cr, 50 г/т Cu. Получена высокая степень сходства расчетных параметров (составы пород и породообразующих минералов всех кумулатов) с аналитическими данными по худолазовскому комплексу, что свидетельствует о высокой точности приближения параметров модельной системы к природной.

**Основные выводы.** 1. Эволюция карбонового магматизма Худолазовской структуры, вероятнее всего, отражает две стадии подъема фронта магмообразования, сопряженного с астеносферным диапиризмом в геодинамической обстановке постостроводужного скольжения литосферных плит [10]. Базитовые расплавы басаевского комплекса отвечали низкой степени плавления верхней мантии и началу формирования астеносферного диапира, пикробазитовые расплавы худолазовского комплекса – высоким степеням плавления в астеносферном диапире. Глубинный магматический очаг (андерплейтинг) контролировал формирование Худолазовского «pull-apart» бассейна и весь спектр магматизма.

2. Басаевский комплекс характеризуется умеренно-щелочным и повышенно-титанистым составом пород, специализированных на ильменитовое оруденение. Худолазовский дифференцированный комплекс формировался в четыре интрузивные фазы: I – шрисгеймитовую, II – габбровую, III – габбро-диоритовую, IV – диоритовую. Каждая магматическая фаза является результатом последовательного внедрения отдельных порций родоначального пикробазальтового расплава, отражая степень кристаллизационной дифференциации, гомодромный тренд геохимической эволюции и ликвационный механизм мобилизации сульфидной жидкости.

3. Серно-галогенный состав акцессорных апатитов из пород басаевского и худолазовского комплексов является индикатором оруденения: апатиты из габброидов басаевского комплекса, специализированные на ильменитовое оруденение, характеризуются высокими F/Cl отношениями с постоянным присутствием серы; апатиты из пикробазитов худолазовского комплекса, несущие сульфидное Cu-Ni-оруденение, отличаются низкими F/Cl отношениями и повышенной концентрацией серы.

Работа выполнена в рамках программ НИР (ИГ УНЦ РАН) и ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00747). Авторы выражают благодарность академику РАН А.И. Ханчуку, д.г.-м.н. А.Э. Изоху, д.г.-м.н. О.П. Полянскому, к.г.-м.н. А.С. Мехо-

ношину, к.г.-м.н. А.М. Косареву и к.г.-м.н. А.М. Фазлиахметову за критические замечания и поддержку предпринятых исследований.

- [1] *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
- [2] *Салихов Д.Н., Беликова Г.И.* Конформный базитовый магматизм мягкой коллизии Магнитогорского мегасинклинория // Геологический сборник. № 9. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 164–172.
- [3] *Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М.* Каменноугольный магматизм коллизионной эпохи на Южном Урале // Геологический сборник. № 10. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2013. С. 176–199.
- [4] *Рахимов И.Р., Салихов Д.Н.* Коллизионный магматизм Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. 2014. № 1. С. 12–20.
- [5] *Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Камо С., Сёдерлунд Р., Рахимов И.Р., Холоднов В.В.* Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера. 2012. № 6. С. 66–72.
- [6] *Бучковский Э.С., Перминов Г.М., Калташов А.П., Караваев И.Н.* Оценка никеленосности основных интрузий Худолазовского комплекса. Отчет о результатах работ, проведенных Худолазовской геологопоисковой партией в северной части Баймакского и южной части Абзелиловского районов БАССР. Т. 1. Уфа: ГосГеолФонд, 1971.
- [7] *Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н.* Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФ АН СССР, 1984. 112 с.
- [8] *Захаров О.А., Ткачёв С.А.* Отчет «Изучение закономерностей размещения эндогенного оруденения Худолазовской синклинали, связанного с основными интрузиями, с целью направления поисковых работ на медно-никелевое и другие руды» по работам Восточно-Уральской партии за 1982–1984 гг. Т. 1. 148 с.
- [9] *Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L.* COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processer // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155–1170.
- [10] *Владимиров А.Г., Косарев А.М., Ханчук А.И., Салихов Д.Н., Крук Н.Н., Сафонова И.Ю., Гаськов И.В., Дьячков Б.А., Хромых С.В., Куйбида М.Л., Серавкин И.Б., Гертнер И.Ф., Котлер П.Д., Рахимов И.Р., Кузьмина О.Н., Ойцева Т.А.* Корреляция и геодинамическая интерпретация магматических событий и оруденения Южного Урала и Алтая (средний–поздний палеозой). Препринт № 1/16. Новосибирск: Изд-во ИГМ СО РАН – ИНГГ СО РАН, 2016. 50 с.





## U/Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ОСНОВАНИЯ СТРАТОТИПА СРЕДНЕГО РИФЕЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Т.В. Романюк<sup>1,2</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>2,3</sup>, Е.А. Белоусова<sup>4</sup>, К.Е. Дегтярев<sup>3</sup>, А.В. Маслов<sup>5</sup>,  
В.М. Горожанин<sup>6</sup>, Е.Н. Горожанина<sup>6</sup>, Е.С. Пыжова<sup>7</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

<sup>2</sup> Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

<sup>3</sup> Москва, Геологический институт РАН, kouzniebor@mail.ru, degtkir@mail.ru

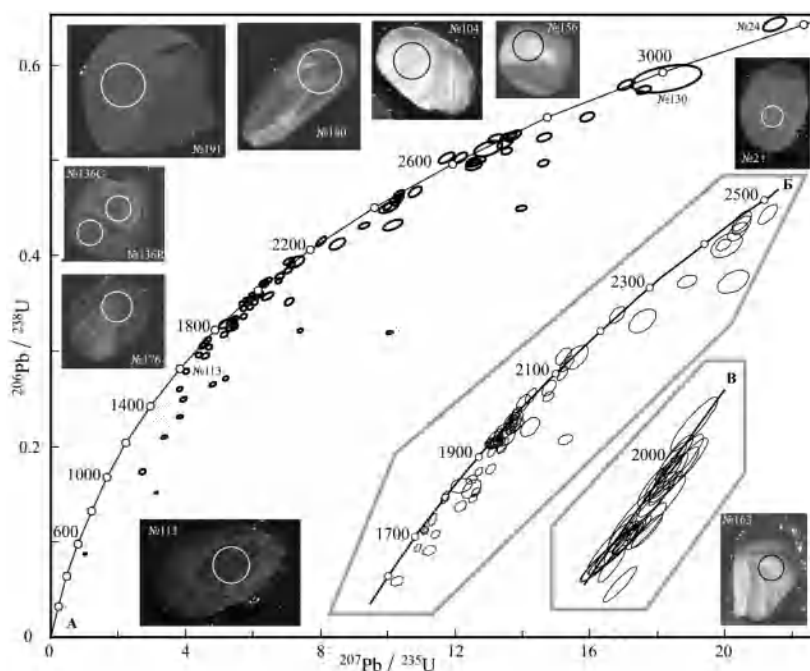
<sup>4</sup> Сидней, Австралия, Маквори университет, elena.belousova@mq.edu.au

<sup>5</sup> Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, maslov@igg.uran.ru

<sup>6</sup> Уфа, Институт геологии УНЦ РАН, ygorozhanina@yandex.ru

<sup>7</sup> Москва, Российский университет дружбы народов, кафедра месторождений полезных ископаемых и их разведки им. В.М. Крейтера, jene4ka\_89\_07@mail.ru

Область распространения стратотипического разреза рифея, находящаяся на западе Южного Урала в Башкирском поднятии (БП), расчленена на три серии (снизу вверх) – бурзянскую, юрматинскую и каратаускую, считающиеся эталонами нижнего, среднего и верхнего рифея соответственно. В последние годы они охарактеризованы материалами изучения U/Pb-изотопных возрастов детритных цирконов (*dZr*) из песчаников бурзянской [2] и каратауской серий [1]. Мы представляем новые данные для зигальгинской свиты БП – базального подразделения юрматинской серии. Проба K13-019 (~1.5 кг) отобрана в верхнем уступе южного борта карьера Иркутскан (54°54'52.63"с.ш., 58°50'31.53"в.д.) из светлых кварцевых песчаников. U/Pb-изотопное датирование *dZr* (80 анализов) проведено в центре GEMOC/CCFS, университет Маквори, Сидней (рис. 1).



**Рис. 1.** Результаты U/Pb датирования *dZr* из пробы K13-019. А – конкордия и эллипсы, показывающие 95%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов. Б и В – фрагменты конкордии. Врезки – CL1 некоторых из изученных *dZr* из пробы K13-019 (136C и 136R – анализы для ядра и оболочки зерна № 136). Диаметр кратера – 40 мкм.



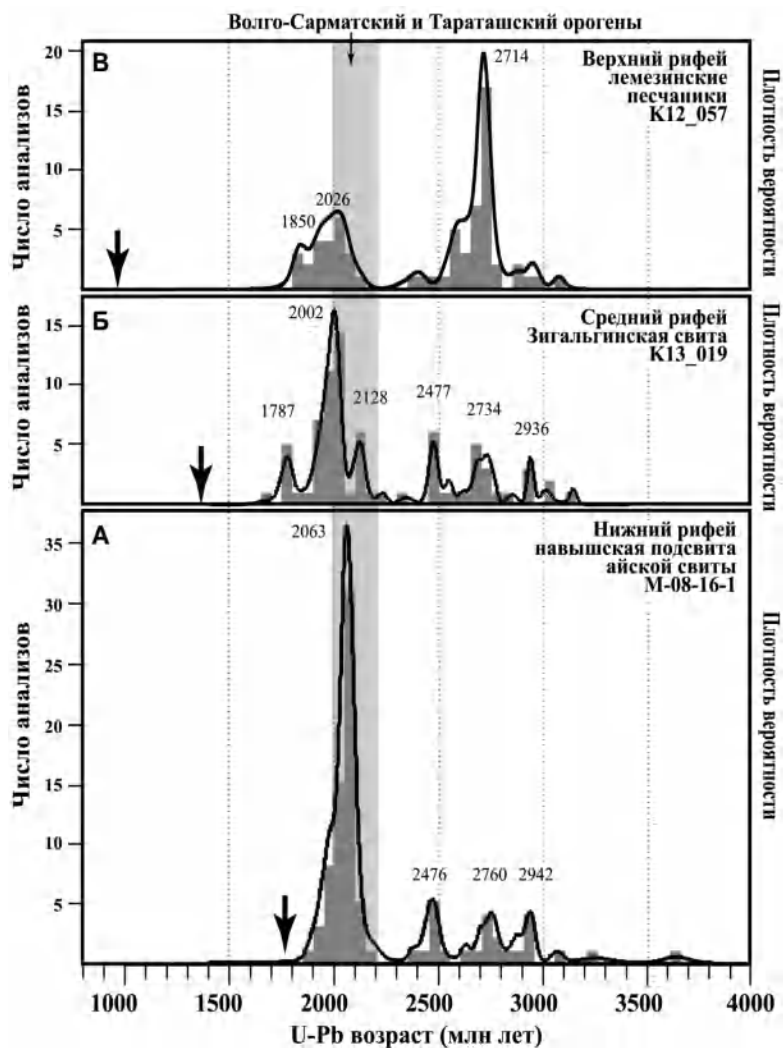


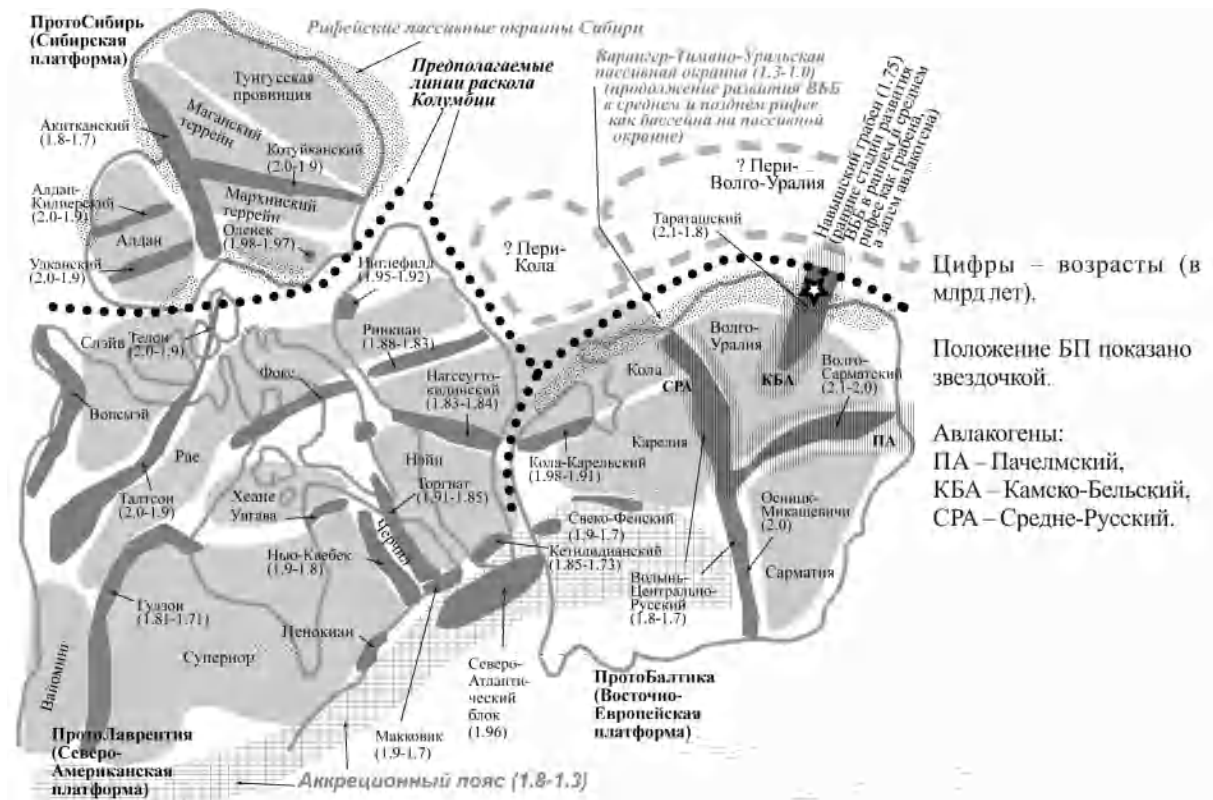
Рис. 2. Сводка результатов изучения возрастов  $dZr$  ( $D < 10\%$ ) из базальных уровней (А) нижнего [2], (Б) среднего и (В) верхнего рифея [1] БП. Стрелки показывают приблизительный седиментационный возраст изученных песчаников.

Сравнение U/Pb возрастов  $dZr$  из песчаников трех уровней (рис. 2) демонстрирует уменьшение снизу вверх доли раннепротерозойских  $dZr$ . В песчаниках нижнего рифея они доминируют, причем преобладают возрасты  $>2$  млрд лет. В песчаниках среднего рифея доля раннепротерозойских  $dZr$  сопоставима с долей архейских  $dZr$ , а более половины раннепротерозойских  $dZr$  имеют возраст  $<2$  млрд лет. В песчаниках верхнего рифея архейские  $dZr$  преобладают.

Ранние стадии развития рифейского осадочного бассейна, реликты которого представлены в современной структуре БП (далее он именуется Восточно-Башкирским – ВББ), соответствуют заключительным стадиям существования суперконтинента Колумбия/Нуна (рис. 3). В «балтийскую» часть Колумбии входили Аг-протократоны Кола, Карелия, Сарматия и Волго-Уралия, а также сформированный в раннем палеопротерозое Свеко-Фенский блок. Протократоны сutureрованы раннепалеопротерозойскими орогенами, в том числе Волго-Сарматским (BCO), образованным при коллизии Волго-Уралии и Сарматии.

Очевидно, что первичными источниками архейских  $dZr$  в песчаниках базальных уровней всех трех серий рифея ВББ могли быть только протократоны Колумбии. Сходство древних возрастных пиков КПВ для песчаников типовых разрезов нижнего и среднего рифея (2476 и 2477, 2760 и 2736, 2942 и 2936 млн лет, соответственно) позволяет предполагать, что архейские  $dZr$  в песчаниках зигальгинской свиты, скорее всего, – продукты перемыва отложений нижнего рифея БП, а не прямого размыва непосредственно архейских комплексов Колумбии.

Основным первичным источником палеопротерозойских  $dZr$  в рифейских толщах БП были, по всей видимости, орогены того же возраста. Сейчас уже накоплен большой объем датировок кристаллических пород палеопротерозойских орогенов сибирской, лаврентийской и



**Рис. 3.** Фрагмент компоновки архейских блоков/протократонов (светло-серый тон), спаянных палеопротерозойскими орогенами (темно-серый тон) в суперконтиненте Колумбия (рубеж палео- и мезопротерозоя), включающий Протобалтику, Протолаurentию и Протосибирь. Основа рисунка по [4].

балтийской частей Колумбии, свидетельствующий о том, что эти орогены характеризуются датировками в основном <2.0 млрд лет и только для ВСО (древнейшего из них и ближайшего к БП) получен возраст 2.1–2.0 млрд лет. В Тараташском блоке присутствуют полихронно метаморфизованные породы архея, вмещающие посттектонические палеопротерозойские гранитоиды [3]. Эти образования мы рассматриваем как реликты ранее не выделявшегося палеопротерозойского Тараташского орогена (ТО) с характерным возрастом магматизма и метаморфизма 2.1–1.8 млрд лет. Поскольку в песчаниках нижнего рифея ВББ доминируют цирконы с U/Pb возрастом >2 млрд лет, есть все основания считать ВСО и ТО их наиболее вероятными источниками.

Около 1.70–1.75 млрд лет на ВЕП началось заложение авлакогенов, пространственно наследующих палеопротерозойские орогены, которые к этому времени были уже существенно эродированы. В частности, вдоль Волынь-Центрально-Русского орогена заложился Средне-Русский (СРА), вдоль ВСО – Пачелмский (ПА), а вдоль ТО – Камско-Бельский (КБА) авлакогены. СРА и ПА в течение всего рифея являлись протяженными седиментационными ловушками для обломочного материала из сарматской и других частей ВЕП, удаленных от ВББ. Это подтверждается отсутствием в рифейских толщах БП даже единичных *dZr* с возрастом, соответствующим возрасту кристаллических комплексов удаленных от БП частей ВЕП, таких как плутоны Сарматии (Коростеньский, Новоукраинский и др.) и граниты рапакиви Свекко-Фенского домена.

Распад Колумбии привел к вычленению из нее Протобалтики и заложению Варангер-Тимано-Уральской пассивной окраины. К началу среднего рифея кристаллические комплексы той части ТО, которая стала фундаментом КБА и после распада Колумбии осталась в структуре восточной части Волго-Уральского домена Протобалтики, оказались перекрыты терригенными и карбонатными толщами мощностью ~5 км. В связи с этим присутствие палеопротерозойского детрита в зигальгинских песчаниках могло быть обусловлено тем, что какая-то часть продуктов эрозии ВСО и ТО (возможно, значительная) первоначально накапливалась в предгорных прогибах, сопряженных с этими орогенами, и только затем была рециклирована в ВББ. В начале

позднего рифея Протобалтика вошла в Родинию. К этому времени питающие провинции (за счет эрозии которых в раннем и среднем рифее происходило заполнение ВББ) – реликты ВСО и ТО – перестали быть первичными источниками  $dZr$ , а в области размыва были выведены архейские кристаллические комплексы.

Исследования выполнены в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и ИГГ УрО РАН. Изотопные анализы выполнены в центре GEMOC Университета Маквори (Сидней). Сбор каменного материала и его подготовка к исследованиям проведены при поддержке РФФИ (проект № 14-27-00058), обработка анализов – РФФИ (№ 16-05-00259), синтез материалов по Западному Уралу – МОН РФ (договор № 14.Z50.31.0017 ИФЗ РАН и Госзадание № 2330 РГУ НиГ).

- [1] Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Геохимическая и (LA-ICP-MS) Lu/Hf систематика детритных цирконов из лемезинских песчаников верхнего рифея Южного Урала // ДАН. 2013. Т. 453, № 6. С. 657–661.
- [2] Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // ДАН. 2014. Т. 459, № 3. С. 340–344.
- [3] Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестник Московского государственного университета. Серия 4: Геология. 2015. № 1. С. 27–42.
- [4] Zhao G., Suna M., Wilde S.A., Li S. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // Earth-Science Reviews. 2004. V. 67. P. 91–123.



## ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ И НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЮ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Е.С. Рубанова, М.М. Буслов, А.В. Куликова, Р.Н. Алимов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alena212@igm.nsc.ru

В венд-палеозойской геодинамической эволюции Горного Алтая выявлены следующие этапы [1, 2]: 1) островодужный (венд – ранний ордовик (тремадок); 2) пассивной окраины (ордовик – ранний девон (прагий); 3) активной окраины (ранний – верхний девон); 4) ранний коллизионный (фаменско-раннекарбонный), столкновение и амальгамация Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов с образованием моласс, сдвиговых и надвиговых структур, метаморфизма и складчатости (в результате амальгамации был сформирован Северо-Азиатский континент); 5) поздний коллизионный (поздний карбон – пермь), столкновение Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским, формирование молассы, сдвигово-надвиговых структур и сопутствующие метаморфизм и магматизм; 6) плюмовый (поздняя пермь – ранний триас). Позднепермско-раннетриасовый плюмовый этап проявился в интрузивном магматизме с формированием Белокурихинского, Айского, Атуркольского гранодиорит-гранит-лейкогранитовых массивов с возрастом 245—232 млн лет [3, 4]. Интрузии прорывают позднепалеозойские сдвигово-надвиговые структуры, и их возраст ограничивает верхний предел проявления крупных позднепалеозойских коллизионных сдвигово-надвиговых событий на Горном Алтае [2].

Ниже приводится анализ результатов U-Pb датирования детритовых цирконов из палеозойских осадочных толщ Горного Алтая в пределах Ануйско-Чуйской зоны. Датирование цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре в Гонконгском университете. Ануйско-Чуйская зона является уникальным объектом, в котором запечатлена почти непрерывная геологическая история длительностью около 200 млн лет (кембрий – карбон), характеризующая эволюцию окраинно-континентальных геодинамических комплексов Сибирского континента [2, 5, 6]. Ануйско-Чуйская зона ограничена региональными позднепалеозойскими сдвигами и сдвиго-надвигами, имеет протяженность более 500 км и ширину до 200 км. В состав Ануйско-Чуйской зоны входят (возраст дан с учетом новых данных по U-Pb датированию детритовых цирконов): 1) познекембрийско-раннеордовикские турбидиты преддугового прогиба (мощностью до 2–3 км) Кузнецко-Алтайской островной дуги; 2) несогласно (структурно и стратиграфически) через базальные конгломераты залегающие на них среднеордовикско-раннедевонские отложения пассивной окраины (мощностью до 6–8 км); 3) раннесреднедевонские вулканогенно-осадочные образования (мощностью до 3 км), сформированные в обстановке активной окраины, несогласно (структурно и стратиграфически) перекрывающие деформированные породы пассивной окраины. Выше, с базальными конгломератами в основании, залегают верхнеживетско-франские молассоидные осадочные породы мощностью более 2 км. Завершает разрез фаменско-визейская моласса мощностью около 750 м, трансгрессивно перекрывающая ранне- и среднедевонские образования.

В основании познекембрийско-карбонных образований Ануйско-Чуйской зоны находится аккреционно-коллизионный комплекс пород (Курайский в южной части, Катунский в восточной и Каимский в северной) Кузнецко-Алтайской островной дуги, в состав которого входят тектонические пластины вулканогенно-осадочных пород океанических островов, офиолитов, осадков палеожелоба (олистостром и турбидитов).

Для выявления источников обломочного материала отложений Ануйско-Чуйской зоны и палеожелоба и уточнения их возрастных границ были проанализированы детритовые магматические цирконы из девяти образцов песчаников различных возрастных уровней (от позднего кембрия до позднего карбона). Цирконы, выделенные из песчаников каимской и курайской

свит, входящих, соответственно, в состав образований палеожелоба Каимского и Курайского аккреционных клиньев, демонстрируют практически идентичную возрастную популяцию с основными пиками в 509, 524 и 539 млн лет для каимской свиты (по 39 зернам) и 502 млн лет для курайской (по 103 зернам). Нижний возрастной предел накопления отложений каимской свиты, оцененный по самому молодому пику на графике плотности вероятности, ограничен отметкой ~507 млн лет и ~502 млн лет для курайской свиты.

Образования позднекембрийско-раннеордовикского преддугового прогиба на территории Горного Алтая можно охарактеризовать по детритовым цирконам, выделенным из песчаников горноалтайской серии и песчанской толщи (северо-западная часть Горного Алтая). 67 конкордантных значений возраста цирконов из отложений песчанской толщи образуют три практически равнозначных пика: 477, 508 и 533 млн лет. 112 конкордантных значений возраста цирконов горноалтайской серии дают достаточно узкий возрастной интервал с основным пиком 481–477 млн лет и подчиненным пиком 503 млн лет. Нижний возрастной предел накопления толщ по самому молодому пику соответствует раннему ордовику.

Здесь повторяется пик 508–503 млн лет (интервал 512–495 млн лет), выявленный в предыдущих двух пробах, и хорошо выражен максимум 481–477 млн лет. Интервал 512–490 млн лет плохо выражен в островодужных вулканитах всей Центральной Азии, но синхронен первому этапу гранитообразования в западной части Алтае-Саянской складчатой области [7, 8].

Отложения пассивной окраины охарактеризованы по детритовым цирконам из песчаников различного возраста: 1) средневерхнеордовикской ануйской серии, несогласно залегающей на флишоидах горноалтайской серии и из базальных конгломератов среднеордовикской ханхаринской свиты, перекрывающих с несогласием песчанскую толщу; 2) силурийской чесноковской свиты; 3) раннедевонской камышенской свиты. Образцы характеризуются схожим распределением значений возраста цирконов, отвечающих диапазону 470–530 млн лет. На раннедевонском уровне появляется достаточно многочисленная популяция неопротерозойских (904–772 млн лет) и палеопротерозойских (2431–1879 млн лет) цирконов, и впервые появляются цирконы девонского возраста (410–390 млн лет).

Датировки обломочных цирконов из внутриформационных песчаников позднекарбоневой угленосной молассы кызылташской свиты, расположенной в юго-восточной части Горного Алтая, составляют наиболее широкий спектр возрастных групп: среднедевонско-раннекарбоневая (401–347 млн лет, 7 зерен), позднеордовикско-раннесилурийская (469–429 млн лет, семь зерен), кембрийско-раннеордовикская (541–482 млн лет, более 25 зерен), раннесреднеопротерозойская (901–774 млн лет, 6 зерен), раннепалеопротерозойская (2525–2099 млн лет, 7 зерен).

Проведенное датирование обломочных цирконов показало, что источником преобладающей кембрийско-раннеордовикской группы и позднеопротерозойской группы могли быть магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги, а ордовикской группы, вероятно, плюмовые магматические пород, широко развитые в Кузнецко-Батеневском секторе [9]. Существенный привнос более древнего материала отмечается лишь начиная с нижнедевонского этапа, что свидетельствует о появлении новых источников сноса, наиболее вероятно связанных с магматическими породами фундамента Сибирской платформы [10]. Наиболее разнообразные источники сноса отмечаются для песчаников позднекарбоневой кызылташской свиты. Обнаруженные в них среднедевонско-раннекарбоневые и кембрийско-раннеордовикские цирконы могут быть продуктом разрушения магматических пород соответственно девонско-раннекарбоневой и позднекембрийско-раннеордовикской активных окраин, широко представленных на Горном Алтае. Позднеордовикско-раннесилурийские цирконы развиты в магматических и метаморфических породах Горного Алтая, где приурочены к Чарышско-Теректинско-Улаганской сутурно-сдвиговой зоне [1, 2]. Все остальные возрастные группы, вероятно, представляют продукты разрушения пород составного Казахстанско-Байкальского континента, ограниченно с севера Чарышско-Теректинско-Улаганской сутурно-сдвиговой зоной [1, 11]. Для составного континента характерны проявления магматических и метаморфических пород ранне-среднеопротерозойского и раннепалеопротерозойского возрастов, что показано для территории Монголии [12].

Работа выполнена в рамках научно-исследовательских программ ИГМ СО РАН, а также гранта РФФИ 16-35-00108.

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

- [2] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1628.
- [3] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “Гео”, 2000. 188 с.
- [4] Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Elburg M.A., Ryabinin A.B., Vandoorne W., Vanhaeke F., Van den Haute P. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai–Altai–Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pb constraints on its igneous record // *Gondwana Research*. 2011. V. 20. P. 465–484.
- [5] Ming Chen, Min Sun, Buslov M.M., Keda Cai, Guochun Zhao, Jianping Zheng, Rubanova E.S., Voytishek E.E. Neoproterozoic–middle Paleozoic tectono-magmatic evolution of the Gorny Altai terrane, northwest of the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from detrital zircon U–Pb and Hf-isotope studies // *Lithos*. 2015. V. 233. P. 223–236.
- [6] Ming Chen, Min Sun, Keda Cai, Buslov M.M., Guochun Zhao, Rubanova E.S., Voytishek E.E. Detrital zircon record of the early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai–Mongolian terrane // *Lithos*. 2015. V. 233. P. 209–222.
- [7] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
- [8] Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 8. С. 1403–1423.
- [9] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.
- [10] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Де Граве И., Скляр Е.В. Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизионных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1451–1471.
- [11] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1911–1926.
- [12] Rojas Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2011. V. 19, № 3. P. 751–763.



## УТОЧНЕННАЯ КРИВАЯ ВАРИАЦИЙ $\delta^{13}\text{C}$ ДЛЯ ДАЛЬНЕТАЙГИНСКОЙ СЕРИИ УРИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

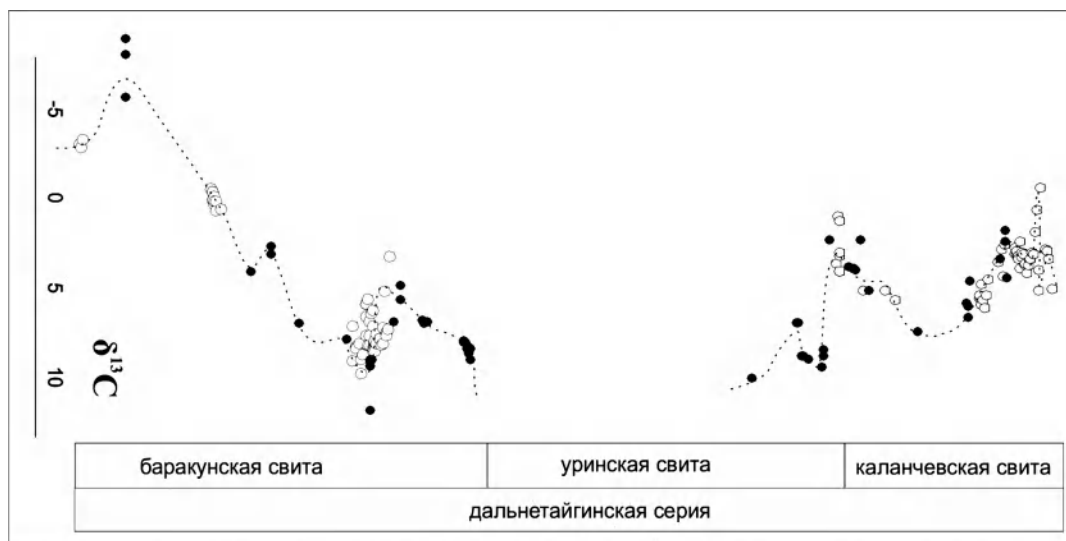
С.В. Рудько, П.Ю. Петров, О.Л. Петров

Москва, Геологический институт РАН, svrudko@gmail.com, petrov@ginras.ru

Отложения позднего докембрия в Уринском антиклинории в последнее время рассматриваются как опорный разрез венда юга Средней Сибири [1]. Этот мощный (>3 км) разрез представлен снизу вверх дальнетайгинской, жуинской и трехверстной сериями, расчлененными на свиты, которые хорошо прослеживаются в пределах Патомского бассейна южного перикратонного обрамления Сибири. Разрез имеет комплекс стратиграфических характеристик, позволяющих отнести его к позднему неопротерозою. В основании разреза Уринского поднятия залегают диамиктиты большепатомской свиты, которые сопоставляются с оледенением «Марино» [1]. Вышележащая осадочная последовательность дальнетайгинской серии охарактеризована находками эдиакарских макро- и микрофоссилий [2, 3], верхняя часть трехверстной серии – находками немакит-далдынской фауны верхнего венда. В отложениях дальнетайгинской и жуинской серий установлено свойственное вендскому времени направленное увеличение изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0.7073 до 0.7086 [1]. Наконец, в карбонатных отложениях дальнетайгинской и жуинской серий наблюдаются аномальные вариации изотопного состава С, которые (в частности отрицательный экскурс  $\delta^{13}\text{C}$  «Шурам-Вонока») были также установлены в опорных разрезах позднего неопротерозоя в Китае, Намибии, Омане, Австралии и Канаде [4] и стали «визитной карточкой» позднего неопротерозоя. Актуальной задачей является детализация кривых вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  и уточнение особенностей седиментогенеза в опорных разрезах отложений этого времени. Здесь стоит отметить, что исследования изотопно-геохимических характеристик отложений позднего докембрия Патомского бассейна в последнее десятилетие ведутся достаточно активно. Они сконцентрированы вокруг изучения проявленности, природы и значения уже упомянутого отрицательного экскурса  $\delta^{13}\text{C}$  (аномалия «Шурам-Вонока») в карбонатных слоях жуинской серии [5] и тестирования региональной схемы корреляции отложений Патомского бассейна в удаленных разрезах [6]. Тем временем плотность точек кривой вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  на отрезке, разделяющем диамиктиты большепатомской свиты и отрицательный экскурс «Шурам-Вонока» жуинской серии в разрезе Уринского поднятия, остается недостаточной – это лишь единичные определения значений  $\delta^{13}\text{C}$  на отдельных уровнях внутри толщи мощностью в 1.5–2.3 км, составляющей отложения дальнетайгинской серии.

Для уточнения кривой вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  дальнетайгинской серии в разрезе Уринского антиклинория проведено послойное опробование доступных обнажений баракунской, уринской и каланчевской свит по р. Ура, которое сопровождалось структурными и литологическими наблюдениями. Структурные наблюдения позволили провести независимую оценку положения изученных слоев внутри свит и составить откалиброванные по мощности сводные разрезы западного и восточного крыла Уринского антиклинория. Всего получено 169 определений изотопного состава  $\text{C}_{\text{carb}}$ , из них 113 для сводного разреза дальнетайгинской серии западного крыла, мощностью 2030 м, и 56 определений – для восточного, мощностью 2700 м (рисунок).

В подавляющем большинстве случаев для изотопного анализа использовалась микритовая часть карбонатной породы, в некоторых случаях проводился отбор матрикса породы, состоящего из аллохем и микритового цемента. Также проводилось опробование отдельных зерен, матрикса и крупнокристаллических кальцитов для изучения однородности сигнала  $\delta^{13}\text{C}$  в аллохемах, ранних и поздних цементах. Установлено, что разница значений  $\delta^{13}\text{C}$  между аллохемами, ранними и поздними цементами не превышает 1 ‰, причем поздние кальциты обычно характеризуются слегка пониженными значениями. Анализ зависимости вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  от концентраций малых элементов (Fe, Mn, Mg, Sr) и показателей  $\delta^{18}\text{O}$  не позволил выявить признаков явного нарушения изотопной системы С в ходе диагенетических преобразований.



Кривая вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  для дальнетайгинской серии Уринского антиклинория. Белыми точками обозначены образцы с западного крыла антиклинория, черными – с восточного.

Поскольку мощность отложений дальнетайгинской серии в сводных разрезах западного и восточного крыла различается, прямое сопоставление вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  в этих разрезах по мощности может исказить направленность вариаций изотопного состава С в дальнетайгинское время. В связи с этим для построения результирующей (сводной) кривой применен подход выделения и корреляции осадочных секвенций, а также маркирующих горизонтов сводных разрезов восточного и западного крыла.

В нижней части баракунской свиты значения  $\delta^{13}\text{C}$  понижаются от  $-3\text{‰}$  (здесь и далее относительно стандарта VPDB) в кэпдоломитах до  $-8\text{‰}$  в других породах нижней части свиты. В средней части свиты наблюдается постепенный рост значений  $\delta^{13}\text{C}$  вплоть до  $+8\text{‰}$ ... $+10\text{‰}$  (максимальное значение  $+11.4$ ), который сменяется уверенным трендом понижения  $\delta^{13}\text{C}$  до  $+5\text{‰}$ . В верхней части баракунской свиты значения  $\delta^{13}\text{C}$  возвращаются к высоким положительным (до  $+9\text{‰}$ ). Выше следует достаточно крупная лакуна данных, которая соответствует большей части уринского времени. Однако в верхней части уринской свиты зафиксированы высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  – от  $+6$  до  $+10\text{‰}$ , которые ближе к границе с каланчевской свитой опускаются до  $+1$ ... $+5\text{‰}$ . Вариации показателя  $\delta^{13}\text{C}$  в каланчевское время изучены достаточно подробно, они характеризуются постепенным ростом до  $+7.5\text{‰}$  в нижней части свиты и последующим понижением до умеренных ( $+2$ ... $+4\text{‰}$ ) положительных значений. В верхней части свиты наблюдаются скачкообразные изменения показателя  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-0.5$  до  $+5.0\text{‰}$ , которые отмечались и ранее [6].

Таким образом, пересмотрены сложившиеся ранее представления об устойчивом тренде сохранения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  в пределах умеренно высоких значений ( $+3$ ... $+8\text{‰}$ ) [6] в дальнетайгинское время. В пределах изученных интервалов дальнетайгинской серии наблюдаются флуктуации показателя  $\delta^{13}\text{C}$  от низких до аномально высоких положительных значений, а пиковые значения ( $+11.4\text{‰}$ ) вообще выходят за рамки устоявшихся представлений о положительном экскурсе  $\delta^{13}\text{C}$  в интервале, разделяющем оледенение «Марино» и отрицательный экскурс «Шурам-Вонока» [4]. Тем временем сопоставление вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  в разрезе Уринского антиклинория и последнего варианта обобщающей кривой  $\delta^{13}\text{C}$  позднего неопротерозоя [5] (на которой, кстати сказать, данные по сибирским разрезам отсутствуют) позволяет отметить сходство трендов. Это, в свою очередь, указывает на полноту осадочной летописи позднего докембрия в Патомском бассейне.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 15-35-21059).

- [1] Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 4. С. 26–51.
- [2] Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // Journal of Paleontology. 2011. V. 85, № 5. P. 987–1011.



- [3] *Леонов М.В., Рудько С.В.* Находка вендских фоссилий в отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 5. С. 96–99.
- [4] *Macdonald F.A. et al.* The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada // *Chemical Geology*. 2013. V. 362. P. 250–272.
- [5] *Melezhik V.A. et al.* Constraints on  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // *Journal of the Geological Society*. 2009. V. 166, № 1. P. 183–191.
- [6] *Покровский Б.Г., Буякайте М.И.* Геохимия изотопов С, О и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // *Литология и полезные ископаемые*. 2015. № 2. С. 159–186.



## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЫННЫРСКОГО И ТАССКОГО МАССИВОВ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Е.Ю. Рыцк<sup>1</sup>, С.Д. Великославинский<sup>1</sup>, С.А. Смыслов<sup>2</sup>, В.П. Ковач<sup>1</sup>,  
Е.С. Богомолов<sup>1</sup>, Е.В. Толмачева<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ERytsk@geogem.spb.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, ООО “Мир камня”

В области сочленения Сибирского кратона и структур восточного фланга Центрально-Азиатского подвижного пояса находится цепочка кольцевых щелочных интрузий позднепалеозойского возраста. Среди них своими размерами (580 км<sup>2</sup>) выделяется Сыннырский массив, локализованный на стыке неопротерозойских структур Олокито-Мамского и Чуйского сегментов Олокинской рифтогенной зоны кратона с одной стороны и Кичерской и Янской зон Байкало-Муйского пояса – с другой.

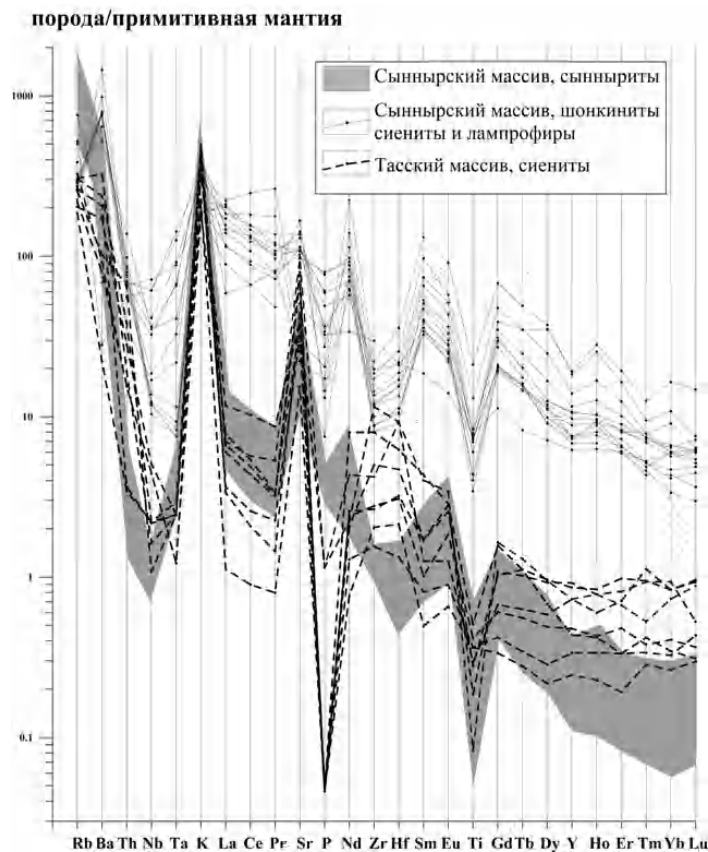
Сыннырский массив представляет собой типичную кольцевую интрузию с широкой внешней кольцевой зоной, сложенной зонально-дифференцированной серией нефелиновых сиенитов и шонкинитов первой фазы и штоком пуласкитов второй фазы в ядре массива. В зоне внешнего кольца отмечены дайковые серии меланократовых щелочных пород группы лампрофириров.

Практический интерес представляет зонально-дифференцированная серия щелочных пород, включающая высококалийевые кальсилит-калишпатовые сиениты, выделенные А.Я. Жидковым в самостоятельный петротип – сынныриты. Согласно полученным аналитическим данным (силикатный и ICP-MS анализы), сынныриты характеризуются весьма необычным для внутриплитных щелочных пород составом. В них отмечаются крайне высокие содержания К, Rb, Sr, Ba при низких содержаниях Th, Nb, Ta (отчетливо проявленные отрицательные Nb-Ta и Ti-аномалии), Zr, Hf и всех РЗЭ (рис. 1). Сиениты, шонкиниты и лампрофиры отличаются от сынныритов более высокими содержаниями Th, Nb, Ta, P, Zr, Hf, Ti и РЗЭ (рис. 1).

Сиениты, шонкиниты и сынныриты зонально-дифференцированной серии массива имеют отрицательные величины  $\epsilon_{Nd}(0.3)$  от  $-10.9$  до  $-10.3$  и позднепалеопротерозойские значения модельного возраста  $t_{Nd(DM)}=1.6-1.8$  млрд лет. Исходя из имеющихся изотопно-геохимических данных для различных пород и комплексов Байкальской горной области [1], можно отметить сходство Nd-изотопного состава щелочных пород Сыннырского массива с изотопным составом позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и раннебайкальских гранитоидов Горемыкской пластины Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса. Такое сходство формально может указывать и на близость возможных источников родоначальных расплавов этих пород и комплексов (рис. 2).

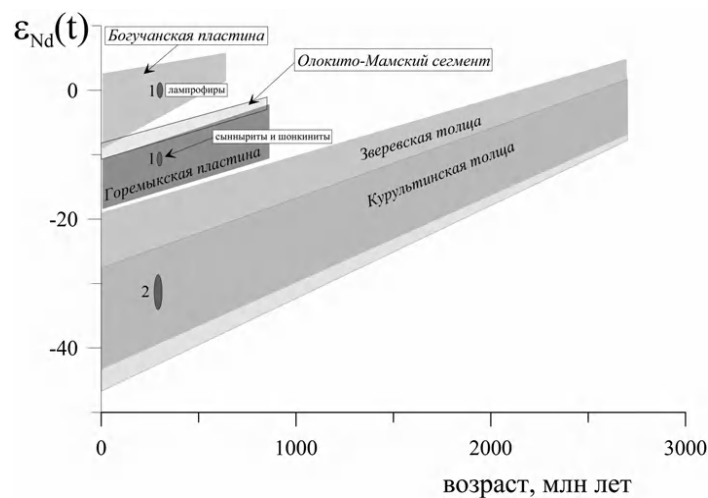
Дайки лампрофириров резко отличаются по своему Nd-изотопному составу от пород главной щелочной серии Сыннырского массива. При тех же Sm/Nd отношениях (около 0.1020) для щелочных даек характерен неопротерозойский модельный возраст  $t_{Nd(DM)}=0.97-0.92$  млрд лет и величины  $\epsilon_{Nd}(0.3)$  около нуля. В качестве ведущего источника позднепалеозойских дайковых щелочных пород предполагается ювенильная кора позднего неопротерозоя, которая представлена в регионе нюрундуканским метаморфическим комплексом Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса при добавке древнекорового компонента, сходного с источником щелочных пород и сынныритов главной серии массива (рис. 2).

В качестве близкого аналога Сыннырского массива можно рассматривать позднепалеозойский (286±4 млн лет) [2] Тасский массив сиенитов и пуласкитов, прорывающий неоархейские породы Станового структурного шва на границе Курультинского и Зверевского блоков. Сиениты и пуласкиты Тасского массива характеризуются теми же геохимическими особенностями, что и сынныриты Сыннырского массива (см. рис. 1), хотя и отличаются по содержаниям



**Рис. 1.** Распределение редких элементов в щелочных породах Сыннырского и Тасского массивов.

ряда элементов (в частности, отмечаются более высокие содержания  $\text{SiO}_2$ , Hf, Zr и более низкие  $\text{K}_2\text{O}$ ). Щелочные породы Тасского массива обладают отрицательными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(0.28)$  от  $-32$  до  $-26$  и неархейским Nd модельным возрастом  $t_{\text{Nd(DM)}}=3.2-3.3$  млрд лет. На эволюционной диаграмме « $\epsilon_{\text{Nd}}$  – возраст» (рис. 2) составы этих пород находятся в поле эволюции изотопного состава Nd неархейской коры курультинской и зверевской толщ Станового структурного шва, позволяя предполагать, что расплавы щелочных пород формировались посредством плавления неархейских коровых источников без добавки ювенильной компоненты.



**Рис. 2.** Диаграмма « $\epsilon_{\text{Nd}}$  – возраст» с полями эволюции изотопного состава Nd неопротерозойской коры Байкальской горной области (пластины Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса и Олокито-Мамский сегмент Олоkitской зоны) и неархейской коры Станового структурного шва (курультинская и зверевская толщи). Изотопный состав Nd: 1 – Сыннырского массива, 2 – Тасского массива.

Полученные геохимические и Nd-изотопные данные указывают на принципиально одинаковые механизмы формирования высококалийных щелочных пород Сыннырского и Тасского массивов.

Исследования выполнены при поддержке РФФ (проект №14-27-00103) и РФФИ (проект № 15-05-07720).

- [1] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
- [2] Ризванова Н.Г. Поведение U и Pb в системе циркон – раствор при различных P и T условиях: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 1998. 20 с.



## ОРДОВИКСКИЙ ГАББРО-ТОНАЛИТ-ТРОНДЬЕМИТОВЫЙ КОМПЛЕКС И АССОЦИИРУЮЩИЕ ВУЛКАНИТЫ В СУТУРЕ НА ГРАНИЦЕ ПАЛЕОЗОИД УРАЛА И КАЗАХСТАНА

А.В. Рязанцев

Москва, Геологический институт РАН, avryazan51@mail.ru

В Денисовской сутурной зоне на востоке Зауралья распространена вулканоплутоническая ассоциация с породами контрастного состава. Плутонический габбро-тоналит-трондьемитовый комплекс (ГТТК) тесно связан с мафит-ультрамафитовыми комплексами офиолитов. Эффузивная часть разреза представлена базальт-дацит-риолитовым комплексом.

ГТТК слагает Спиридоновский массив, обнаженный в ядре антиформы на берегах р. Тобол (рисунок). Комплекс имеет тектонический контакт с перекрывающим базальт-дацит-риолитовым денисовским комплексом. В спиридоновском комплексе преобладают габбро и тоналиты, в подчиненном количестве распространены поздние жильные микрогаббро и трондьемиты. Часто среди тоналитов наблюдаются жилы магматических брекчий, состоящих из обломков микрогаббро в трондьемитовом матриксе. В поле распространения ГТТК протягиваются тектонические клинья, сложенные серпентинизированными перидотитами, дунитами и породами полосчатого комплекса.

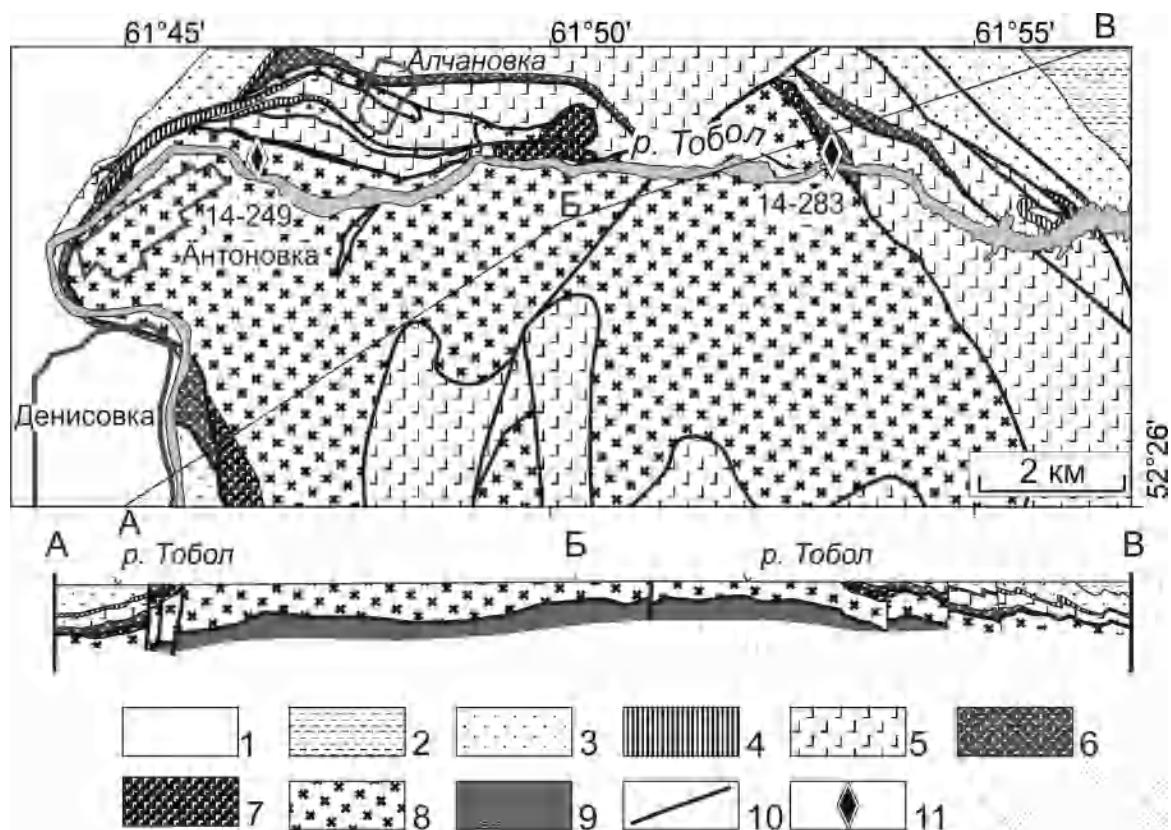
Породы ГТТК принадлежат известково-щелочной серии нормальной щелочности натриевого типа.  $(La/Yb)_n$  в габбро меняется от 0.4 до 1.1, в тоналитах 2.2, в трондьемитах 6.1, в жильных долеритах 1.4–1.9. На спайдер-диаграммах во всех породах отчетливо проявлен Ta-Nb минимум. Гранитоиды по составу отвечают пералюминиевым гранитам I-типа, а на дискриминационной диаграмме Rb-Y+Nb располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг.

Для обоснования возраста из тоналитов и трондьемитов были взяты пробы, из которых выделены цирконы. Возраст определен U/Pb методом (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ). Проба из массивных средне- и крупнокристаллических тоналитов взята в точке 14-249/1 (52°28'33.76" с.ш., 61°46'34.07" в.д.). Здесь получено значение возраста  $482.6 \pm 3.6$  млн лет (СКВО=0.40, вероятность = 0.53). Проба 14-283/2 (52°28'30.57" с.ш., 61°53'23.18" в.д.) взята на восточном контакте массива из жилы мелкозернистых гранофировых трондьемитов мощностью 0.2 м, которая прорывает мелкозернистые габбро. В этой точке получено значение возраста  $486.2 \pm 6.7$  млн лет (СКВО = 0.58, вероятность = 0.45).

В разрезе денисовского комплекса в нижней части преобладают риолиты и дациты, сопровождаемые субвулканическими телами аналогичного состава, а в верхней части – базальты, часто подушечного строения, а также бомбовые туфы псефитовой размерности. На вулканитах согласно залегают кремнистые породы, которые согласно перекрываются терригенной толщей ордовика, силура и девона.

Вулканиты денисовского комплекса принадлежат известково-щелочной серии, в которой преобладают базальты, дациты и риолиты, а в подчиненном количестве присутствуют пикриты и андезиты. Преобладают породы нормальной щелочности натриевого и калий-натриевого типа щелочности. Кроме того, присутствуют толеитовые базальты нормального типа щелочности, редко – натриевые трахибазальты и трахиандезибазальты.  $(La/Yb)_n$  в базальтах изменяется от 0.5 до 5.3. На спайдер-диаграммах проявлен Ta-Nb минимум. Преобладает группа низкотитанистых базальтовых разностей ( $TiO_2=0.6-1.0$  %). Однако в верхней части разреза в базальтах отмечаются содержания  $TiO_2=1.9-3.6$  %. Большая часть эффузивных пород на дискриминационных диаграммах Th-Hf/3-Ta, Cr-Ce/Sr, Ti/Y-Nb/Y, Zr/Y-Ti/Y располагается в полях островодужных пород и редко в полях нормальных базальтов COX. Высокотитанистые базальты типичны для внутриплитных обстановок.

Раннеордовикский возраст денисовской свиты (комплекса) определяется по стратиграфическому положению ниже пачки кремней, в которых ранее были собраны конодонты дапина-



**Фрагмент Денисовской зоны в верхьях р. Тобол и геологический разрез по линии А-Б-В.** Составлено с использованием [2]. 1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – толща ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов ( $S_1$ ); 3 – толща ритмично переслаивающихся полимиктовых и кремнеобломочных песчаников, гравелито-песчаников, кремней ( $O_3$ ); 4 – толща кремней, кремнистых алевролитов и яшм ( $O_2$ ); 5–6 – денисовская свита ( $O_1$ ): 5 – базальты подушечные с горизонтами бомбовых туфов, 6 – туфы и туфогенно-осадочные породы кислого состава, фельзиты, плагиоклаз-порфиновые флюидальные риолиты; 7–8 – спиридоновский габбро-тоналит-трондьемитовый комплекс ( $O_1$ ): 7 – габбро, габбро-пироксениты с жилами гранофировых гранитов, 8 – тоналиты с подчиненным количеством лейкократовых гранитов; 9 – апогарцбургитовые серпентиниты, пироксениты; 10 – тектонические контакты; 11 – точки отбора проб на цирконы и их номера.

дарривиллия [2]. Мощность пачки кремней около 100 м. Полученные новые данные позволяют объединять габбро-тоналит-трондьемитовый и базальт-дацит-риолитовый комплексы в вулканоплутоническую ассоциацию.

Выделенная вулканоплутоническая ассоциация по составу коррелируется с некоторыми комплексами, распространенными на Урале и в Казахстане.

На Урале в Сакмарском аллохтоне, по нашим данным, возраст гранитоидов в ГТТК в трех точках равен  $456 \pm 4$ ,  $456 \pm 6$  и  $426.5 \pm 6.7$  млн лет [4]. Там ГТТГ служит субстратом для комплекса параллельных даек, состав которых близок к бонинитам. Залегающий структурно выше базальт-андезит-риолитовый колчеданосный комплекс в верхней части разреза содержит кондонты катийского яруса верхнего ордовика [6]. В Актау-Таналыкской зоне на западе Магнитогорской синформы дайково-эффузивный баймак-бурибайский комплекс обнажен в видимом структурном основании. Комплекс параллельных даек в скринах имеет ГТТК. Для гранофировых трондьемитов из ГТТК по цирконам получено значение возраста  $423.7 \pm 5.6$  млн лет (SHRIMP-II) [7]. Дайковый комплекс вверх по разрезу сменяется базальт-риолитовой толщей, которая с неясным контактом перекрывается мощной серией островодужных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород раннесреднедевонского возраста [3].

В Центральном Казахстане ассоциации, подобные описанным, известны в Бошекульском и в Чу-Илийском регионах, где для гранитоидов доказан раннекембрийский возраст [1, 5].

Современные аналоги описанных комплексов распространены в структурах Юго-Западной Пацифики (бассейн Манус, острова Фиджи, Тонга, Кермадек). Сравнение с этими объектами позволяет предполагать, что описанные выше магматические комплексы отражают эволю-

цию внутриокеанических надсубдукционных структур – островных дуг, задуговых и междуговых прогибов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-27-00058) и РФФИ (проект №№ 14-05-00052; 15-05-05109)

- [1] Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннекембрийские офиолиты Бошекульской зоны (Центральный Казахстан): строение разрезов и обоснование возраста // ДАН. 2010. Т. 431, № 4. С. 503–508.
- [2] Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- [3] Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
- [4] Рязанцев А.В. Габбро-тоналит-трондьемитовые и базальт-дацит-риолитовые ордовикские и силурийские комплексы на Южном Урале // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. С. 149–151.
- [5] Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Офиолиты Джалаир-Найманской зоны (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста // ДАН. 2009. Т. 427, № 3. С. 359–364.
- [6] Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.
- [7] Рязанцев А.В., Савельева Г.Н., Разумовский А.А. Дайковые комплексы офиолитов Урала // Геотектоника. 2015. № 3. С. 36–55.



## **Pb и Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПОСТОРОГЕННЫХ ГРАНИТОВ, ФОРМИРОВАВШИХСЯ В ПРЕДЕЛАХ БЛОКОВ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (МОНГОЛИЯ)**

**В.М. Саватенков<sup>1,2</sup>, В.В. Ярмолюк<sup>3</sup>, А.М. Козловский<sup>3</sup>, З.Б. Смирнова<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,  
v.savatenkov@spbu.ru

<sup>3</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии,  
amk@igem.ru

Гранитные комплексы, формировавшиеся в пределах блоков континентальной коры в постколлизийный этап геологической истории региона, несут в своем вещественном составе характеристики их мантийных и коровых источников. Наиболее отчетливо эти характеристики проявляются в особенностях изотопного состава Nd и Pb этих гранитов. Таким образом, Nd и Pb изотопная систематика гранитов, сформировавшихся за счет частичной переработки вещества континентальной коры, позволяет оценить структурные особенности континентальных блоков, их глубинных частей, где происходило формирование расплавов.

Нами была изучена Pb и Nd изотопная систематика пермских гранитов Хангайского батолита, а также постколлизийных гранитоидов, локализованных в пределах Южно-Гобийского микроконтинента (ЮГМК).

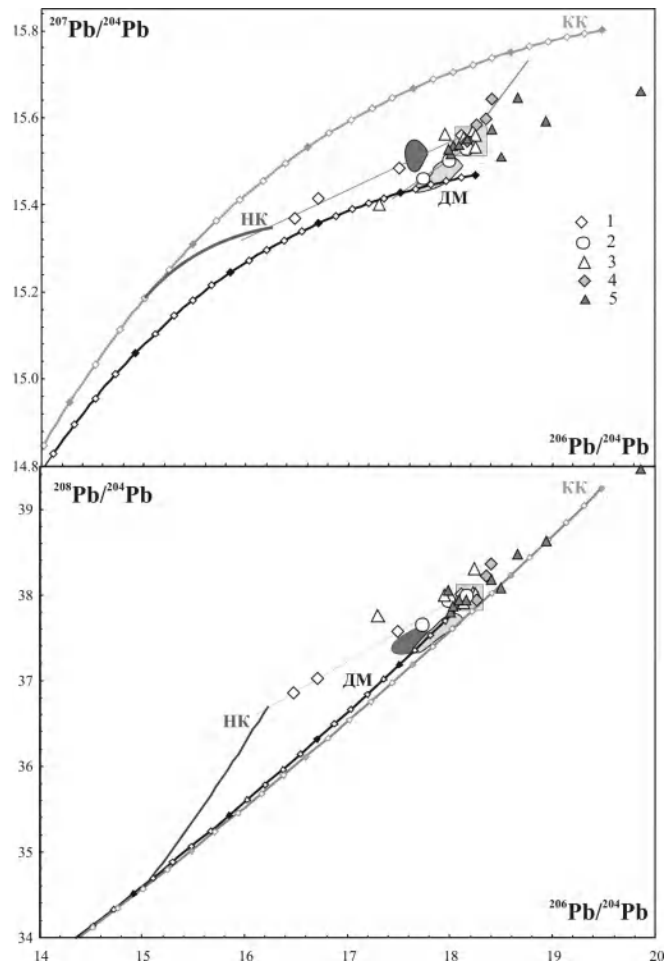
Хангайский батолит представлен отдельными выходами гранитных массивов, возраст которых находится в интервале 250–260 млн лет. Его породы сосредоточены в пределах территории 300×450 км, где на долю их выходов приходится не менее 50 % площади.

Батолит возник в пределах территории, в строении которой участвуют блоки раннедокембрийской коры (Бумбугерский и Табагатайский) [1], а также ранне- и позднебайкальские структуры, развитые по обрамлению раннедокембрийских блоков и сшивающие их [2–4]. Этот ансамбль докембрийских структур выделяется в качестве Хангайской группы террейнов. Его осевая зона осложнена крупным Хангайским прогибом, который сложен вулканогенно-кремнистыми комплексами девона и терригенными отложениями раннего и среднего карбона, выделяемыми так же, как хангайская серия [5].

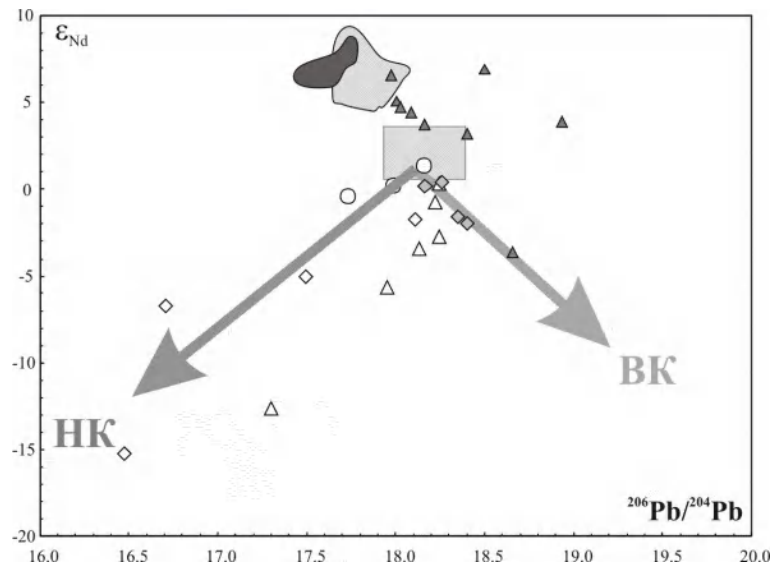
Гранитоиды батолита имеют достаточно широкий диапазон вариаций изотопного состава Nd. Величина  $\epsilon_{Nd}(260)$  в них изменяется от  $-15.0$  до  $+1.6$ . Гранитоиды с более низкими значениями  $\epsilon_{Nd}(260)$  территориально связаны с блоками, сложенными раннедокембрийскими комплексами. Изотопная систематика Pb в гранитах батолита отчетливо отражает принадлежность гранитных комплексов к разновозрастным террейнам (рис. 1). Тренды на диаграммах изотопного состава Pb, которые формируют фигуративные точки гранитов, локализованных в пределах древних кристаллических блоков, отражают смешение мантийного и нижнекорового вещества с изотопными параметрами Pb, отражающими пониженные U/Pb и U/Th отношения в нижнекоровом источнике относительно мантийного источника. При этом существует корреляция между изотопными характеристиками Pb и Nd в этих гранитах (рис. 2), отражающая различную степень участия нижнекорового компонента. Изотопные характеристики Pb в гранитных комплексах, локализованных в пределах Хангайского прогиба, отражают участие в их составе мантийного и корового источника с изотопными параметрами Pb, отвечающими верхней коре. Очевидно, в область формирования гранитных расплавов в пределах Хангайского прогиба вовлекались продукты размыва верхних частей древних кристаллических блоков.

Пересекающиеся тренды смешения, формируемые на диаграммах изотопного состава Pb и Nd фигуративными точками гранитов Хангайского батолита (рис. 1 и 2), приуроченными к различным террейнам, позволяют охарактеризовать изотопные параметры Pb в мантийном





**Рис. 1.** Диаграммы  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . 1–4 – данные для гранитов Хангайского батолита: 1 – локализованных в пределах Тарбагатайского блока, 2 – локализованных в центральной части Дзабханского микроконтинента, 3 – локализованных в юго-восточном окончании Дзабханского микроконтинента, 4 – локализованных в пределах Хангайского прогиба. Светло-серый прямоугольник – область состава мантийного источника Хангайского батолита; 5 – данные для постколлизийных гранитов ЮГМК. Светло-серое поле – область составов герцинид Южной Монголии [6]; темно-серое поле – область составов ранних каледонид Северо-Западной Монголии. Модельные линии эволюции: ДМ – деплетированная мантия; КК – континентальная кора; НК – нижняя кора.



**Рис. 2.** Диаграмма  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $\epsilon_{\text{Nd}}$ . НК – нижняя кора, ВК – верхняя кора. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1.

источнике этих гранитов. Эти параметры отвечают более высокому U/Pb отношению относительно мантии, являющейся источником каледонских и герцинских палеовулканических комплексов, входящих в состав южного и северо-западного складчатого обрамления Хангайского ареала.

Изотопные характеристики Pb и Nd постколлизийных гранитных комплексов ( $t=350\text{--}300$  млн лет), локализованных в пределах ЮГМК, указывают на участие в формировании расплавов корового компонента с изотопными параметрами Pb, отвечающими верхней коре (рис. 1 и 2). При этом доля древнекорового компонента в составе гранитов, локализованных в западной части ЮГМК, значительно меньше. Pb и Nd изотопные параметры мантийного источника этих гранитов близки к параметрам мантийного источника герцинид Южной Монголии.

- [1] *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойской Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
- [2] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: 1. Геологические и геохронологические данные // *Петрология*. 2013. Т. 21, № 3. С. 227–246.
- [3] *Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // *Петрология*. 2011. Т. 19, № 4. С. 445–464.
- [4] *Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибикова Е.В. и др.* Раннебайкальский кристаллический комплекс в фундаменте Дзабханского микроконтинента раннекаледонской складчатой области Центральной Азии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2012. Т. 20, № 3. С. 3–12.
- [5] *Тектоника Монгольской Народной Республики*. М.: Наука, 1974. 284 с.
- [6] *Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Смирнова З.Б.* Изотопные характеристики свинца гранитоидов в герцинидах Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов ювенильного корообразования // *ДАН*. 2016. Т. 470. С. 335–339.



## ГЕОХИМИЯ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МАРУНКЕУ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

А.Ю. Селятицкий<sup>1</sup>, К.В. Куликова<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, fopolina1@yandex.ru

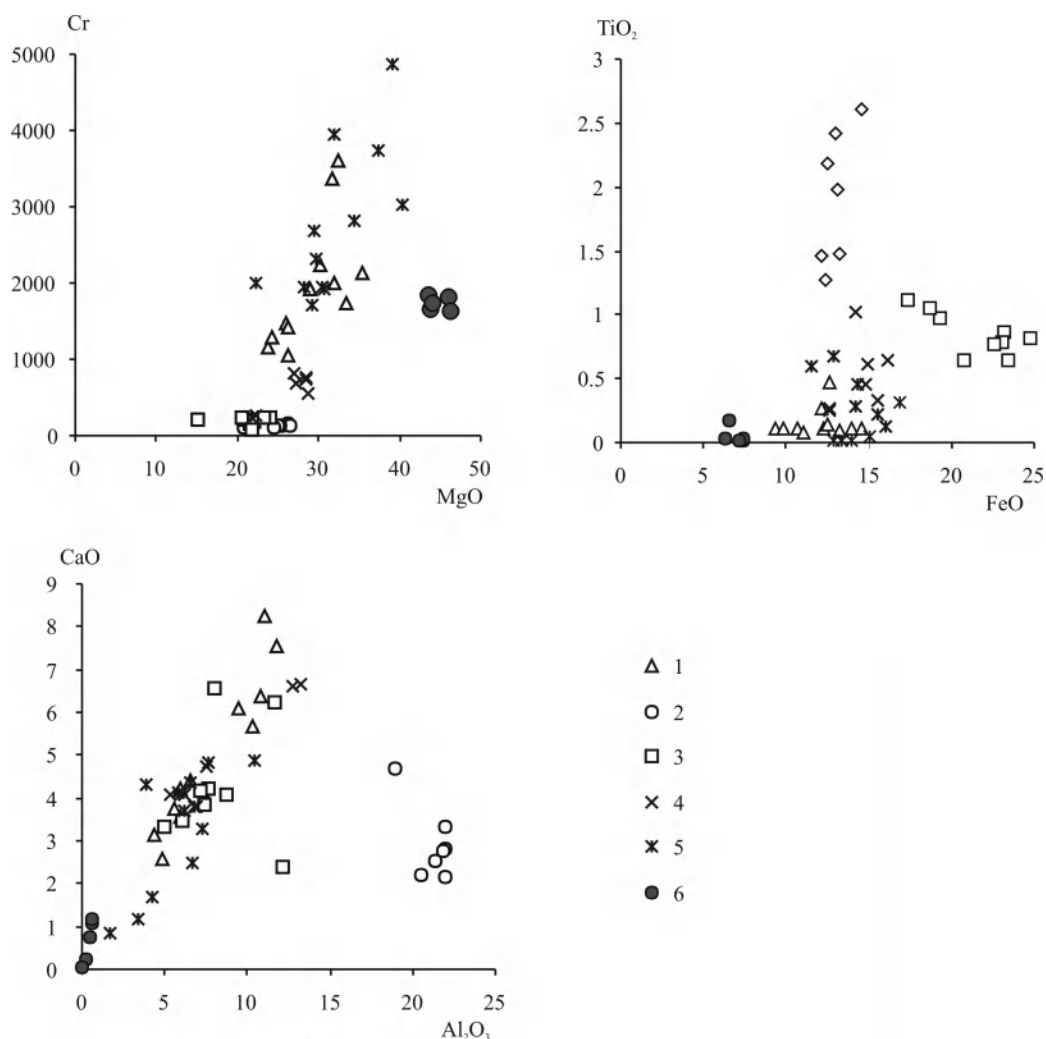
Высокобарический (НР) эклогитовый комплекс Марункеу рассматривается как индикатор субдукции, предшествовавшей началу коллизионных процессов на Полярном Урале [1]. В структурном отношении он представляет собой тектонический блок (или пластину), расположенный в северной части полярноуральского сектора Центрально-Уральского поднятия и ограниченный тектоническими контактами от вулканогенно-осадочных образований няровейской серии [2]. В состав комплекса входят эклогиты, гранатовые и плагиоклазовые перидотиты, гранатовые и др. амфиболиты, глаукофановые сланцы, гнейсы и слюдяные сланцы, граниты, разнообразные по составу бластомилониты и мигматиты [2, 3]. Эклогиты, перидотиты и гранатовые амфиболиты, слагают осевую часть комплекса и расположены в южной его части. Географически они находятся в юго-восточной части хребта Марун-Кеу в районе широко известной Слюдяной горки.

Основное внимание геологов, исследующих Марункеуский комплекс, сосредоточено на эклогитах этого района, и в меньшей степени – на амфиболитах [4–7]. Перидотиты комплекса остаются практически неизученными. В то же время гранатовые перидотиты являются широко распространенным компонентом многих складчатых поясов, где проявлен метаморфизм высоких и сверхвысоких (УНР) давлений. Наличие граната в перидотитах указывает на давление свыше 15–18 кбар [8]. Многие гранатовые перидотиты представляют собой истощенные мантийные реститы, захваченные в процессе субдукции и включенные в состав континентальной коры в ходе коллизии и эксгумации [9, 10]. Однако часть перидотитов могла находиться в составе земной коры еще до субдукции и НР-УНР метаморфизма. В таком случае гранатсодержащие парагенезисы возникают в них в ходе субдукционно-коллизионных процессов.

По данным [2, 3], перидотиты и эклогиты комплекса Марункеу часто имеют тесные взаимоотношения друг с другом: переслаивания в масштабе обнажения, шлировидные, жильные и жилородные выделения эклогитов в перидотитах, тела перидотитов в эклогитах и пр.

Для изучения была отобрана представительная коллекция гранатовых перидотитов комплекса Марункеу из фондов Музея института геологии Коми научного центра УрО РАН в Сыктывкаре. В настоящее время в Аналитическом центре Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск) с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра ARL-9900-XP (Thermo Electron Corporation) получены результаты анализа 12 образцов гранатовых перидотитов на петрогенные компоненты. Содержания редких и редкоземельных элементов в образцах в настоящее время анализируются методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра Finnigan Element-2.

По предварительным данным, основанным на полученных петрохимических анализах, гранатовые перидотиты Марункеу отличаются от типичных мантийных перидотитов высоким содержанием  $Al_2O_3$ , FeO, CaO, MnO и пониженным содержанием MgO (рисунок). Этими параметрами они близки к коровым ультрабазитам Fe-Ti типа [10] из Кокчетавского массива в С. Казахстане, Западного гнейсового региона Норвегии, УНР террейна Алтын-Таг в С.З. Китае, однако отличаются от них низким содержанием  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и высоким содержанием Sr, близким к содержанию хрома в мантийных перидотитах [11] (рисунок). Все эти особенности сближают марункеуские перидотиты с коровыми перидотитами В-типа из коллизионной зоны Даби-Сулу в В. Китае (рисунок), которые рассматриваются как ультрабазиты нижнекоревой расслоенной серии, метаморфизованные в условиях сверхвысоких давлений при коллизии Северо-китайского кратона и кратона Янцзы [11, 12].



**Состав гранатовых перидотитов НР комплекса Марункеу, Полярный Урал в сравнении с гранатовыми перидотитами других высокобарических комплексов.** 1 – гранатовые перидотиты Марункеу, Полярный Урал (наши данные); 2–4 – коровые гранатовые и шпинелевые ультрабазиты Fe-Ti типа: 2 – Кокчетавский массив, Северный Казахстан [10], 3 – Западный гнейсовый регион, Норвегия [10], 4 – УНР террейн Алтын Таг, Северо-Западный Китай; 5 – коровые гранатовые перидотиты УНР террейна Даби-Сулу, Восточный Китай [11, 12]; 6 – мантийные гранатовые перидотиты Даби-Сулу, Восточный Китай [11].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 15-05-08097.

- [1] *Тектоническая история Полярного Урала.* М.: Наука, 2001. 191 с.
- [2] *Удовкина Н.Г.* Эклогиты Полярного Урала (на примере южной части хр. Марункеу). М.: Наука, 1971. 191 с.
- [3] *Удовкина Н.Г.* Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
- [4] *Куликова К.В.* Редкоземельные элементы в породах и минералах из эклогитов района Слюдяной горки (хребет Марункеу, Полярный Урал) // *Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Труды Института геологии Коми НЦ УрО РАН.* Вып. 119. Сыктывкар, 2005. С. 115–124.
- [5] *Андреичев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А. и др.* Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеу (Полярный Урал) // *ДАН.* 2007. Т. 413, № 4. С. 503–506.
- [6] *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжжина И.А., Рыбалка А.В., Лепихина О.П.* Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // *ДАН.* 2008. Т. 422, № 3. С. 365–370.
- [7] *Уляшева Н.С., Ронкин Ю.Л.* Химический состав и геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов и гранатовых эклогитов Марункеусского комплекса (Полярный Урал) // *Известия Коми НЦ УрО РАН.* 2014. Вып. 1 (17). С. 71–79.
- [8] *O'Neill H.S.C.* The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geothermobarometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1981. V. 77. P. 185–194.

- [9] *Brueckner H.K., Medaris L.G.* A general model for the intrusion and evolution of “mantle” garnet peridotites in high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic terranes // *Journal of Metamorphic Geology*. 2000. V. 18. P. 123–133.
- [10] *Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.* Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49, № 2. С. 99–119.
- [11] *Zheng J.P., Sun M., Griffin W.L.* Age and geochemistry of contrasting peridotite types in the Dabie UHP belt, eastern China: Petrogenetic and geodynamic implications // *Chemical Geology*. 2008. V. 247. P. 282–304.
- [12] *Zhang R.Y., Jahn B-M., Liou J.G.* Origin and tectonic implication of an UHP metamorphic mafic-ultramafic complex from the Sulu UHP terrane, eastern China: Evidence from petrological and geochemical studies of CCSD-Main Hole core samples // *Chemical Geology*. 2010. V. 276. P. 69–87.



## К ВОПРОСУ О БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЕ ПРИТЕЛЕЦКОГО РАЙОНА ГОРНОГО АЛТАЯ И НЕОБХОДИМОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ НОВЫХ МЕСТНЫХ ОРДОВИКСКИХ СТРАТОНОВ

Н.В. Сенников<sup>1,2</sup>, О.Т. Обут<sup>1,2</sup>, Е.В. Лыкова<sup>1</sup>, А.В. Тимохин<sup>1</sup>, Т.В. Гонга<sup>1</sup>

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

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

В северной части Телецкого озера проходит зона пересечения крупных дислокаций, отделяющая алтайские геологические структуры от западно-саянских (Кузнецко-Телецкий разлом, Северо-Саянская зона разломов, Телецко-Башкауская зона сдвига, а восточнее озера – Шапшальская зона сдвига) [1, 2]. В зоне развития крупноамплитудных сдвиговых дислокаций формируется сложное мозаичное строение. Наиболее широко распространенные к западу от северной части Телецкого озера ордовикские преимущественно терригенные осадочные образования слагают достаточно крупные поля выходов в виде отдельных тектонических блоков, примыкающих к блокам, состоящим из более древних (раннекембрийских) и более молодых (? силурийских и ? девонских) осадочных и эффузивно-осадочных пород. Поля выходов ордовикских пород прителецкой части Алтая, относимые к алтайским структурам, пространственно разобщены с полями выходов ордовика в Уйменско-Лебедской СФЗ Горного Алтая (река Бия и ее притоки), где ордовикские отложения смяты в пологие складки, осложненные незначительным числом дизъюнктивных дислокаций [3, 4]. Недостаточная изученность как геологической структуры самого района, так и собственно ордовикских отложений прителецкой части Горного Алтая обусловлена труднодоступностью территории, крайне низкой обнаженностью, отсутствием государственного картирования разного масштаба второго поколения (имеется 1:200000 карта, съемки первого поколения 1951–1958 гг.), а также практически полным отсутствием специальных тематических работ.

Южный (Прителецкий) район Горного Алтая характеризуется своеобразным типом ордовикского разреза. Ранее [5–7] там картировались два геологических тела: 1) не расчлененная на стратоны единая стретинская серия и гурьяновская свита; 2) чеборская свита – подразделения со стратотипами в северной части Уйменско-Лебедской СФЗ (разрезы «Лебедь», «Тулой» и др.). Фациальные особенности пород, закартированных на реках Самыш и Иогач, такие как красноцветность и пестро-цветность отложений, невыдержанность их состава по простиранию, редкость карбонатных прослоев, доминирование песчаных разностей терригенных пород над алевритовыми и аргиллитовыми, наличие гравелитов и конгломератов, а также биотические параметры – крайне малое таксономическое разнообразие кораллов, низкое разнообразие брахиопод и другие показатели указывают на необходимость отказа от использования терминологии стретинская (тулойская и карасинская свиты) серия, гурьяновская и чеборская свиты [3–7]. По окраске пород (лиловая, красная, пестроцветная) все эти породы средней и верхней части разреза ордовика) могут отвечать чеборской свите, а по наличию известняков в виде невыдержанных прослоев – могут быть сопоставлены с гурьяновской свитой. Для исключения такого противоречия следует отказаться от использования терминологии ордовикских подразделений северного района Уйменско-Лебедской СФЗ для ордовикских отложений, распространенных в Прителецком районе. На основании этих перечисленных обстоятельств для расчленения ордовика Прителецкого района предлагаются три новые толщи – тозодовская, самышская и иогачская.

Тозодовская толща (?свита) – песчаники, алевролиты, аргиллиты, известковистые аргиллиты, редкие линзы известняков, с общим цветом пород от зеленовато-серых до серых оттенков. В разрезах на руч. Тозодов и других левых притоках р. Иогач найдены конодонты, граптолиты, трилобиты, остракоды, мшанки, гастроподы, наутилоидеи, криноидеи. Тозодовская тол-

ща сопоставляется (со значительной долей условности) с карасинской свитой (куйбышевский и костинский горизонты, а также нижняя часть бугрышихинского горизонта) – нижний и средний подъярусы дарривильского яруса среднего ордовика. Опорным (типовым) разрезом для тозодовской толщи (?свиты) является разрез в 1 км от устья одноименного ручья, на его правом борту (руч. Тозодов является левым притоком р. Иогач).

Самышская толща – песчаники, алевролиты, известковистые песчаники, известковистые алевролиты, аргиллиты, известняки. Цвет пород от серых, зеленовато-серых до красноцветных и пестроцветных оттенков. В основании толщи красноцветные конгломераты и песчаники. В разрезах самышской толщи на одноименной реке определены брахиоподы *Sowerbyella sladensis* Jones, *Cyrtonotella semicyrcularis* (Eichwald), *Lenorthis* cf. *girardi* Andreeva, *Rostricellula plena* Hall, *Rostricellula* sp., *Hebertella* cf. *borealis* Billings, *Syphonotreta* sp., *Kullervo panderi* Opik, *Ingria* sp., трилобиты *Simphysurus* cf. *exactus* (Tschug.), *Asaphus* sp., *Pliomera* cf. *insangensis* Billings, гелиолитиды *Sibiriolites* sp. [7], конодонты *Acodus* cf. *A. combsi* Bradshaw, *Parapanderodus* sp., *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva), *Paraistodus* sp., *Periodon* sp. Самышская толща сопоставляется (со значительной долей условности) с верхней частью карасинской свиты и с нижней подсвитой гурьяновской свиты (верхние две трети бугрышихинского горизонта и, возможно, низы ханхаринского горизонта) – верхнедарривильский подъярус среднего ордовика и сандбийский ярус верхнего ордовика. Опорным (типовым) разрезом для самышской толщи (?свиты) может быть принят разрез по правому и левому борту р. Самыш в ее верхнем течении, выше устья р. Левый Самыш [5].

Иогачская толща (?свита) – песчаники мелкозернистые и конгломераты галечные, красноцветные, в нижней части – песчаники, алевролиты, известково-глинистые сланцы, красноцветные и зеленоцветные, редко сероцветные. В разрезах иогачской толщи на реках Самыш и Иогач установлены брахиоподы *Schizophorella fallax fallax* (Salter), *Rostricellula sparsa asiatica* Rozman *Rynchonotrema* sp., *Strophomena* sp., *Cyrtonotella* sp., *Austinella lebediensis* Severg., *Glyptorthis balclatchiensis* (Dav.), *Triplesia mongolica* Tschern., трилобиты *Ceraurinus* sp., Pterygometopinae, гелиолитиды *Sibiriolites* sp., *Cyrtophyllum* sp. [5, 8]. Все перечисленные таксоны брахиопод встречаются в гурьяновской свите, что заставляет полагать, что предлагаемая иогачская свита по своему стратиграфическому объему должна быть больше, чем чеборская свита, и соотноситься с верхней третью гурьяновской свиты и со всем стратиграфическим объемом чеборской свиты – катийский и хирнантский ярусы верхнего ордовика.

Последующее детальное биостратиграфическое и литологическое изучение предложенных выше стратонев позволит выделить в Прителецком районе Горного Алтая новые самостоятельные свиты и дать точное хроностратиграфическое обоснование положения их границ. Выделение новых толщ (?свит) со специфическими литологическими особенностями и своеобразными фаунистическими комплексами, скорее всего, является доказательством существования в рассматриваемой (прителецкой) части Горного Алтая блоков с фрагментами ордовикского бассейна, не относящегося к палеобассейну, который известен севернее (в современных координатах) на территории Уйменско-Лебедской СФЗ Алтая. Это обстоятельство позволит уточнить положение границы Уйменско-Лебедской СФЗ и Телецко-Чулышманской СФЗ и на новом уровне подойти к анализу геодинамической природы сочленения алтайских и западно-саянских структур [1, 2, 9, 10].

- [1] Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 5–27.
- [2] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
- [3] Кривчиков А.В., Петрунина З.Е., Севергина Л.Г. Ордовикская система // Геологическое строение и рельеф Восточного Алтая: стратиграфия. Новосибирск: Изд-во НГПИ, 1976. С. 29–44.
- [4] Sennikov N.V., Yolkin E.A., Petrunina Z.E., Gladkikh L.A., Obut O.T., Izokh N.G., Kipriyanova T.P. Ordovician-Silurian Biostratigraphy and Paleogeography of the Gornyy Altai. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2008. 154 p.
- [5] Сенников В.М. Ордовик Уйменско-Лебедского синклинали Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. Труды СНИИГГиМС. Вып. 24. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 116–133.
- [6] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Часть I. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск, 1983. 215 с.

- [7] *Сенников В.М.* История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике. Труды СНИИГГиМС. Вып. 201. Барнаул: Алтайское книжное изд-во, 1977. 135 с.
- [8] *Кульков Н.П., Севергина Л.Г.* Стратиграфия и брахиоподы ордовика и нижнего силура Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1989. 223 с.
- [9] *Дергунов А.Б.* Особенности сочленения Горного Алтая с Западным Саяном и Тувой в нижнем силуре // Геология и геофизика. 1965. № 4. С. 19–34.
- [10] *Боровиков А.М.* Особенности сочленения разноориентированных структур Алтае-Саянской области (на примере Шапшальского тектонического узла) // Геология и геофизика. 1967. № 3. С. 48–59.





## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БОНИНИТОВ В ПАЛЕООСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.А. Симонов, А.В. Котляров, С.И. Ступаков

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

Бонинитовые серии пород, характерные для современных примитивных энсиматических островных дуг, присутствуют и в структурах, сформировавшихся в ходе развития древних океанов. В частности, бониниты найдены в составе офиолитовых ассоциаций Урало-Монгольского складчатого пояса [1–9].

Бонинитовые породы, обладающие своеобразным минеральным и химическим составом, сочетающим в себе одновременно повышенные содержания MgO и SiO<sub>2</sub>, привлекают внимание прежде всего благодаря их формированию только в структурах примитивных интраокеанических островных дуг. В результате бониниты имеют ключевое значение при анализе палеогеодинамики складчатых поясов. При этом в ходе исследования условий формирования древних бонинитов, входящих в состав палеоостроводужных комплексов, возникают большие проблемы прежде всего из-за значительной степени вторичных преобразований пород. Выходом в данной ситуации может служить изучение реликтов первичных магматогенных минералов и находящихся в них расплавных включений, сохранивших прямую информацию о палеомагматических системах.

В последнее время удалось получить значительный объем новых данных по клинопироксенам из бонинитов, слагающих дайки и потоки лав в составе Курайских офиолитов (Горный Алтай), имеющих островодужное происхождение [2, 3, 9]. В результате на основе оригинальной информации по первичным магматогенным пироксенам были рассмотрены условия формирования пород из бонинитовой серии в этих палеоостроводужных комплексах Горного Алтая.

Составы клинопироксенов из офиолитов Горного Алтая определены в основном с помощью рентгеновского микроанализатора Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Наиболее детально были проанализированы пироксены из трех последовательных типов пород, входящих в состав бонинитовой серии Горного Алтая и различающихся по соотношению SiO<sub>2</sub> и MgO: собственно бониниты (SiO<sub>2</sub> 54.66 мас. %, MgO 10.23 мас. %), переходная разновидность от бонинитов к магнезиальным андезибазальтовым порфирирам (SiO<sub>2</sub> 52.98 мас. %, MgO 8.44 мас. %), магнезиальные базальтовые порфириды (SiO<sub>2</sub> 50.52 мас. %, MgO 12.17 мас. %).

Большинство проанализированных клинопироксенов из различных типов порфиритов бонинитовой серии Горного Алтая характеризуются очень низкими содержаниями титана (до 0.2 мас. %) и формируют фактически одну группу (совпадающую с данными по клинопироксенам из бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги, Тихий океан) с четким трендом падения TiO<sub>2</sub> при повышении магнезиальности (от 72 до 93 Mg#). На диаграмме TiO<sub>2</sub>–FeO все точки составов клинопироксенов из бонинитовой серии Горного Алтая располагаются в области минералов из островодужных пород, образуя, совместно с данными по пироксенам из бонинитов Идзу-Бонинской дуги, а также офиолитов Джидинской зоны и хребта Хан-Тайширин (Монголия), одно компактное низкотитанистое поле. Данные по пироксенам всех трех разновидностей пород бонинитовой серии Горного Алтая на тройной диаграмме SiO<sub>2</sub>/100–TiO<sub>2</sub>–Na<sub>2</sub>O располагаются в углу SiO<sub>2</sub>/100, тесно ассоциируя с полем минералов из бонинитов Идзу-Бонинской дуги. По соотношению катионов Ti–(Ca+Na) все клинопироксены из собственно бонинитов и магнезиальных андезибазальтов совместно с пироксенами Идзу-Бонинской дуги располагаются в поле толеитовых серий, в то время как минералы из магнезиальных базальтов попадают к щелочным сериям с относительно повышенными значениями (Ca+Na). Явную принадлежность к

островодужным структурам демонстрирует диаграмма (Ti+Cr)–Ca, на которой подавляющее большинство точек составов клинопироксенов Горного Алтая располагаются в области островодужных серий. Информация на диаграмме Ti–Al свидетельствует, что практически все изученные клинопироксены принадлежат островодужным толеитам.

При исследовании клинопироксенов большое внимание было уделено изучению зональных вкрапленников. Всего представительные данные (4–7 анализов от центра к краю) были получены для 16 фенокристов, что позволило вполне обоснованно рассмотреть особенности последовательной эволюции составов клинопироксенов из пород бонинитовой серии Горного Алтая во времени. В случае собственно бонинитов можно выделить три основных пути эволюции состава клинопироксенов от центра к краю вкрапленника: 1. Последовательное падение магнезиальности с синхронным ростом титана. 2. Обратная картина – рост Mg# и падение TiO<sub>2</sub>. 3. Последовательное падение магнезиальности в центре с резким ростом к краю при зеркальном поведении титана. Для пироксенов из переходной разности от бонинитов к андезибазальтам характерны два первых направления, отмеченные для собственно бонинитов. В случае минералов из магнезиальных базальтовых порфиритов преобладают некоторые колебания состава с определенным ростом Mg# (и падением TiO<sub>2</sub>) при резком падении магнезиальности (и росте TiO<sub>2</sub>) в краевой зоне.

Представительный объем данных по составам клинопироксенов дал возможность установить параметры кристаллизации пород из бонинитовой серии Горного Алтая. При расчетах использовалось несколько минеральных термометров и барометров. Полученные результаты были протестированы с помощью оригинальных данных по расплавленным включениям, показавших, что клинопироксены из бонинитов Горного Алтая кристаллизовались в интервале 1150–1230 °С. В дальнейших построениях использовались только согласующиеся с этими параметрами расчетные данные. В результате было выяснено, что в целом для пород бонинитовой серии Горного Алтая можно выделить три температурных интервала кристаллизации клинопироксенов (1120–1140, 1150–1190 и 1200–1240 °С) и три диапазона давлений (0.5–2.0, 2.5–4.0 и 4.5–6.0 кбар). Совместное использование этих данных позволило рассмотреть особенности магматических процессов формирования пироксенов Горного Алтая на глубине. Было выяснено, что возможны два пути подъема кристаллизующейся магмы. В одном случае при минимально установленных температурах (1140–1120 °С) происходил непрерывный подъем кристаллизующейся массы с глубин от 12.0 до 0.6 км. Для более высокотемпературных магм характерен другой путь с выделением трех последовательных дискретных зон кристаллизации клинопироксенов на глубинах: 18.0–13.8 км (1245–1205 °С), 12.0–6.6 км (1240–1185 °С) и 6.0–0.6 км (1235–1155 °С). Эти зоны фактически соответствуют промежуточным разноглубинным магматическим камерам, характерным для современных островодужных зон субдукции [10]. Дальнейшие исследования показали, что клинопироксены из разных типов пород бонинитовой серии Горного Алтая формировались в различных глубинных условиях. Для пироксенов из собственно бонинитов характерна кристаллизация в наиболее глубинных камерах и при максимальных температурах. Минералы из переходных андезибазальтовых порфиритов, как бы продолжая тренд кристаллизации бонинитов при подъеме магмы, формировались в верхней зоне при резком падении температуры. В случае наиболее низкотемпературных расплавов и без выделения камер на глубине кристаллизовались исключительно клинопироксены из магнезиальных базальтовых порфиритов.

Детальные исследования по зонам роста клинопироксенов показали, что температурные режимы кристаллизации различались для разных типов пород бонинитовой серии Горного Алтая. В случае собственно бонинитов можно выделить три типа эволюции температурных характеристик в последовательной кристаллизации от центра к краевым зонам вкрапленников: снижение температур, относительная стабильность и кристаллизация внешних зон при более высоких параметрах. Для пироксенов из переходных андезибазальтов при значительных флуктуациях характерно в целом снижение температуры и формирование в отдельных случаях внешних зон при более высоких температурах. Пироксены из магнезиальных базальтов показывают в основном относительное постоянство температуры кристаллизации с последующим ростом параметра при кристаллизации краевых частей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00313).

- [1] Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Складов Е.В., Медведев В.Н. Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 29–35.
- [2] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.

- [3] *Симонов В.А., Кузнецов П.П.* Бониниты в венд-кембрийских офиолитах Горного Алтая // ДАН СССР. 1991. Т. 316, № 2. С. 448–451.
- [4] *Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 182–199.
- [5] *Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И., Ковязин С.В., Киреев А.Д.* Особенности бонинитовых и шошонитовых серий в палеоостроводужных ассоциациях Горного Алтая и Полярного Урала // Проблемы геологии Сибири. Томск: ТГУ, 1996. Т. 2. С. 47.
- [6] *Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Гибшер А.С., Медведев А.Я., Ковязин С.В.* Физико-химические условия образования бонинитов из офиолитов Монголии (данные по расплавленным включениям) // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М.: Научный мир, 2001. С. 65–66.
- [7] *Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В.* Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 6. С. 651–662.
- [8] *Скляр Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А.* Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 163–180.
- [9] *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
- [10] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.Ю., Карманов Н.С.* Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 7. С. 1265–1291.



## ПРИРОДА МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Е.В. Скляр<sup>1</sup>, А.В. Лавренчук<sup>2,3</sup>, А.Е. Старикова<sup>2,3</sup>, В.С. Федоровский<sup>4</sup>, Е.А. Хромова<sup>5</sup>

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

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@mail.ru

<sup>3</sup> Новосибирск, Новосибирский государственный университет, a\_sklr@mail.ru

<sup>4</sup> Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru

<sup>5</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, lena.khromova00@mail.ru

Многочисленные проявления марганца в пределах Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье), в том числе и имеющие промышленное значение, были обнаружены во время специализированных геологоразведочных работ в 40-х годах прошлого века [1]. Они расположены в основном в пределах Крестовской зоны, хотя единичные находки пород с повышенными содержаниями марганца отмечаются также в других зонах террейна [3]. Крупнейшим и наиболее изученным является Цаган-Забинское месторождение марганца, приуроченное к толще кальцитовых мраморов с «прослоями» амфиболитов. Для этого месторождения, как и для других марганцевых проявлений в регионе, считается бесспорным первично-осадочный [1] или осадочно-гидротермальный [5] генезис, как впрочем и для большинства известных месторождений мира [6]. Считается, что метаморфизм, соответствующий РТ-условиям эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации, не привел к существенному перераспределению марганца в первично-осадочной толще, а приуроченность оруденения к карбонатным, силикатно-карбонатным или силикатным породам, как и вариации содержания рудного компонента, обусловлена особенностями осадочного процесса и субсинхронными проявлениями гидротермальной деятельности [5]. Роль метаморфизма заключалась только в появлении относительно высокотемпературных минеральных ассоциаций (кутнагорит, родонит, спессартин и др.) [5]. Кардинальная переинтерпретация геологического строения Крестовской зоны Ольхонского террейна [2, 4] и детальное изучение других марганцевых проявлений террейна позволили существенно изменить представления о роли магматизма, метаморфизма и сопутствующего метасоматоза в формировании рудопроявлений марганца.

Основанием для пересмотра представлений о генезисе проявлений марганца послужило детальное изучение рудопроявления в левом борту пади Крестовская. Здесь в крутом борту лога канавой вскрыто линейное тело массивных мелкозернистых пород базитового состава среди доломит-кальцитовых мраморов, мощностью около 15 м, для которого характерны минеральные ассоциации  $\text{Orx} + \text{Crx} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Ilm} \pm \text{Amp} \pm \text{Vt} \pm \text{Grt}$ . Детальные минералогические исследования показали отчетливую зональность в строении тела, наиболее четко выраженную в составах ортопироксена. В восточной контактовой части тела (около 1 м) сохранились реликты офитовой структуры, позволяющие рассматривать его в качестве дайки долеритов, тем более что на продолжении этого тела офитовая структура полностью сохранилась. При этом темноцветные минералы явно рекристаллизованы. Содержание  $\text{MnO}$  в ортопироксене составляет 0.8–1.6 %. В биотите и клинопироксене примесь марганца незначительна. В остальной части дайки первично-магматические структуры полностью отсутствуют, в значительных количествах появляется гранат с высокими содержаниями марганца ( $\text{MnO} = 18\text{--}20\%$ ). Другие темноцветные минералы также характеризуются его высокими содержаниями (ортопироксен – 10–11 %  $\text{MnO}$ , клинопироксен – 4–5 %  $\text{MnO}$ , куммингтонит – 4.5–6.8 %  $\text{MnO}$ , роговая обманка – 2–3 %  $\text{MnO}$ ). В западной контактовой части дайки концентрации марганца в темноцветах понижаются, но остаются достаточно высокими (ортопироксен – 4.5 %  $\text{MnO}$ , гранат – 12 %  $\text{MnO}$ ). Во вмещающих мраморах содержание оксида марганца в карбонатах не превышает 0.5 %.

Для обсуждения вопросов природы этого рудопроявления важны следующие принципиальные факты:

1. Базитовое тело с участками повышенной марганценосности представляет собой дайку метаморфизованных долеритов в кальцит-доломитовых мраморах. Множество таких даек закартировано в береговых обнажениях мраморов к югу от Бирхинского массива габброидов [4]. Детальные петрологические и геохронологические исследования позволили обосновать принадлежность этих даек к раннепалеозойской Бирхинской вулканоплутонической ассоциации, включающей Бирхинский массив габброидов, подводящие дайки в карбонатном субстрате и перекрывающие вулканиты цаган-забинской серии [2].

2. В районе описанного тела выявлено несколько подобных рудопроявлений, приуроченных к небольшим базитовым телам, причем их распределение носит «пятнистый» характер (3–15 м в диаметре).

3. Присутствие двупироксеновой ассоциации (в том числе с повышенными содержаниями марганца) в рудопроявлениях свидетельствует о высоких температурах ее образования, явно не соответствующих относительно низким температурам регионального метаморфизма, а выявленная зональность – о субсинхронности процессов высокотемпературного метаморфизма и метасоматических преобразований (привнос марганца).

Эти факты не позволяют, с одной стороны, считать, что повышенные содержания марганца уже присутствовали во вмещающих карбонатных толщах (во всяком случае, непосредственно в месте существующих рудопроявлений) до внедрения даек, а с другой – ставить вопрос об источнике тепла для высокотемпературных метаморфических и метасоматических преобразований. В качестве такого источника предполагаются габброиды второй фазы усть-крестовского комплекса, небольшие тела которых закартированы в бортах Крестовской пади [4]. В поле их распространения присутствуют высокотемпературные роговики базитового состава, в том числе и по порфиридам цаган-забинской серии. В последних сохранились первично-магматические структуры и текстуры, но в минеральных ассоциациях присутствуют орто- и клинопироксены, в отличие от порфиритов, обнажающихся севернее и традиционно рассматриваемых в качестве цаган-забинской серии. Возраст субщелочных габброидов усть-крестовского комплекса (460 млн лет) существенно моложе возраста образования Бирхинской вулканоплутонической ассоциации (500 млн лет), то есть дайки долеритов Бирхинской ассоциации в мраморах, к которым приурочены рудопроявления марганца, могли быть только рудоконтролирующими, а не рудогенерирующими. Характер взаимоотношений субщелочных габброидов с вмещающими породами свидетельствует о их синдеформационном (синметаморфическом) внедрении. Можно полагать, что на общем относительно низкотемпературном региональном фоне (450–550 °С) на локальных участках внедрения серии мелких тел габброидов температура повышается до 700–800 °С.

Базитовые породы в районе Цаган-Забинского месторождения характеризуются относительно низкотемпературными минеральными ассоциациями, соответствующими общему фону регионального метаморфизма ( $Ampr+Pl\pm Vt\pm Ep$ ), поэтому можно было бы согласиться с его осадочно-гидротермальным генезисом, предложенным С.И. Школьник с соавторами [5]. Однако и здесь обнаруживаются явные противоречия с данными детального геологического картирования [4]. Прежде всего, предложенная модель предполагает стратиграфическую природу линейных тел базитов и карбонатно-силикатных пород в мраморах. Площадные же исследования однозначно показали отсутствие первичных стратиграфических взаимоотношений и деформационно-метаморфическую природу наблюдаемой литологической расслоенности. Но, что важнее, в отпрепарированных скальных обнажениях хорошо видно, что линейные тела амфиболитов в мраморах являются именно дайками, с апофизами, участками проявления магматического минглинга и другими атрибутами интрузивного генезиса, несмотря на то, что региональный метаморфизм «уничтожил» первично-магматические структуры и минеральные ассоциации. В таком случае приуроченность марганцевого оруденения к дайкам может свидетельствовать в пользу рудоконтролирующей роли последних и синметаморфической, метасоматической природы оруденения. Дополнительным аргументом в пользу такого предположения может служить широкое распространение в Крестовской зоне линейных тел скарноидов, приуроченных в большинстве случаев к контактам пород основного состава с мраморами [4]. Такие тела обычно не содержат марганцевой минерализации, но несколько ее проявлений были обнаружены. По нашему мнению, эти проявления и Цаган-Забинское месторождение марганца имеют метаморфогенно-метасоматическую природу: процессы метасоматоза во время регионального и контактового метаморфизма приводили к переносу и отложению марганца в структурных ловушках. Первичный же источник марганца мог быть связан с карбонатной толщей и иметь осадочный или гидротермально-осадочный генезис.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00202) и РНФ (проект № 16-17-10180).

- [1] Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Л., 1946. 315 с.
- [2] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Лелехина Е.Н. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2014. Т. 457, № 4. С. 429–433.
- [3] Конева А.А., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З. Гондиты в метаморфических толщах Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 1. С. 93–102.
- [4] Скляров Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Агатова А.Р., Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский – Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Группа компаний А1 GIS, 2012.
- [5] Школьник С.И., Резницкий Л.З., Летникова Е.Ф., Уцаповская З.Ф. Минералогия и генетические особенности марганцевых пород Цаган-Забинского месторождения (Западное Прибайкалье) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 33, № 5. С. 3–16.
- [6] Dill H.D. The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium // Earth-Science Reviews. 2010. V. 100. P. 1–420.



## ЭДИАКАРАНСКИЙ ХИЩНИК В СТРАТОТИПИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ТАСЕЕВСКОЙ СЕРИИ

Ю.К. Советов<sup>1,2</sup>

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

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

Находка отпечатка эдиакаранского хищника сделана автором в 2013 г. на юге Енисейского кряжа в чистяковской свите тасеевской серии венда, которая считается частью чехла Сибирской платформы. Тасеевская серия распространена на юго-востоке и юге Енисейского кряжа, включает в базальной части тиллиты [1] и состоит (снизу): из ледниковых и гляциофлювиальных отложений алешинской свиты, черных и серых мелководно-морских кластических отложений, с подчиненными ламинитовыми и строматолитовыми доломитами, чистяковской свиты, красноцветных флювиальных (аллювиальных) отложений мошакской свиты и флювиальных и прибрежно-морских отложений редколесной свиты. Островная свита, которая без перерыва в осадконакоплении перекрывает редколесную свиту, включает в базальной части остатки *Trep-tichnus pedum* и принадлежит нижней части фортуновского яруса кембрия в Международной стратиграфической схеме. Чистяковская свита маркирует постгляциальную трансгрессию, которая автором сопоставляется с трансгрессией после оледенения Марино, т.е. с нижней частью эдиакарана.

В чистяковской свите выделены три седиментационные зоны прибрежных отложений со штормовым влиянием: (1) песчаные бары и каналы предфронтальной зоны пляжа (shoreface zone) (2) циклические последовательности песчаников и алевролитов верхней и нижней части переходной зоны пляжа (offshore transitional zone), (3) тонкообломочные алевролиты (black shale) и ламинитовые доломитовые отложения дальней зоны шельфа (offshore zone) ниже базиса штормовых волн. Слепок эдиакаранского хищника, который назван *Archaeosepia taseevica*, найден в мелкозернистых песчаниках дистальных темпеститов переходной зоны пляжа. Слой с *Archaeosepia taseevica* находится в 85–90 м от основания чистяковской свиты и принадлежит нижней части переходной зоны. Верхняя поверхность слоя содержит рябь (ripple marks) дистальных штормовых течений, ископаемое животное находится внутри штормового слоя и захоронилось спиной вниз. Остатки животного хорошо сохранились, потому что были быстро засыпаны песком после шторма.

Хорошо сохранилась морфоструктура мягкотелого животного. Размер животного по длинной оси, от кончиков щупалец до хвоста, 60 мм, максимальная ширина по краям плавника 35 мм. Установлены главные анатомические элементы ископаемого: 1) голова с 10 щупальцами, 2) уплощенно-выпуклое тело, обрамленное пластичным плавником, с четкой граничной бороздой, отделяющей тело от головы. Голова и тело сохранили выпуклую форму высотой 2–3 мм, поэтому можно предполагать, что внутри мягкого тела были зачатки жесткого скелета, препятствовавшего сплющиванию, как у современных *Sepia*. По бокам головы находятся два глаза диаметром 3 мм с хорошо развитыми выпуклыми чашевидными глазницами (eye-socket), отделенными друг от друга впадиной (бороздой). *Archaeosepia taseevica* имеет в передней части головы восемь гибких рук длиной 20 мм, круглых в поперечном сечении и диаметром в основании 3 мм, которые заканчиваются острыми кончиками (tips). На нижней поверхности рук видны ряды мелких бугорков, которые, вероятно, были мелкими присосками ((suckers). Два ловчих щупальца (tentacles), значительно более длинных, чем руки, прикрепляются по бокам головы под глазами в специальных мешочках (sacs) и заканчиваются терминальными утолщениями (clubs), несущими два ряда крупных (до 2 мм) присосок (suckers). Тентаклы имеют структуру сжатого резинового жгута и, несомненно, служили орудием охоты, как у современ-

ных *Sepia*. Тело животного обрамлено тонким гибким плавником, который при гибели и захоронении животного прихотливо изогнут.

Все особенности строения *Archaeosepia taseevica* указывают на хищный образ жизни животного и на то, что это был высокоразвитый, умный организм, имеющий большое сходство с современными цефалоподами и особенно с представителями современного отряда *Sepiida*.

Главный вопрос – на кого охотились *Archaeosepia*? Жертвы должны были быть не менее физически и интеллектуально организованными, чем охотник. Они должны были быть изобретательными по части маскировки, подготовки убежища, спасающего от хищника. В нижней части чистяковской свиты в отложениях предфронтальной и переходной зон пляжа, кроме хищника, найдены многочисленные следы жизнедеятельности (trace fossils) и бактериальные маты. Песчаники переходной зоны пляжа содержат отпечатки рангеоморфных мягкотелых животных, которые образовывали «заросли» на дне шельфового моря. Дно эдиакаранского моря на юго-западе Сибирской платформы было благоприятной экологической нишей для жизни многих видов мягкотелых многоклеточных животных, хотя потенциальные жертвы *Archaeosepia* пока не найдены.

Заключение:

1. Находка остатков высокоорганизованного хищника в нижней части эдиакарана меняет распространенные представления об «эдеме» позднедокембрийской биосферы. Пищевая цепочка: бактериальная и водорослевая биота – илоядные и растительноядные животные – хищники – появилась по крайней мере до времени стратиграфического уровня изотопной отрицательной углеродной аномалии Шурам-Вонока, с которой связывается формирование форландового бассейна и позднеэдиакаранской молассы [2].

2. Хищник из отложений чистяковской свиты обладал совершенными органами охоты на динамически высокоподвижных животных и не отличался по этим признакам от современных моллюсков.

3. Находка *Archaeosepia taseevica* прямо показывает, что экологические и этологические качества биоты эдиакаранского периода после глобального оледенения Марино принципиально не отличаются от фанерозойских биот, поэтому эдиакаран можно рассматривать в ранге начальной системы фанерозойского эона.

[1] Советов Ю.К. Тиллиты вблизи основания тасеевской серии стратотипического разреза (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 11. С. 1934–1944.

[2] Sovetov J.K. Late Neoproterozoic (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan range, south-western Siberian Craton. Chapter 28 // The geological record of Neoproterozoic glaciations. IGCP 512. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 317–329.





## БИОТЕКСТУРНЫЕ ПЕСЧАНИКИ ИЗ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРИСАЯНЬЕ И НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ

Л.В. Соловецкая<sup>1,2</sup>, Ю.К. Советов<sup>1,2</sup>

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

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

В морских отложениях венда (эдиакарана) в Бирюсинском Присянье были обнаружены многочисленные слепки и отпечатки (биоморфозы) многоклеточных организмов [1, 2]. Дальнейшими наблюдениями было установлено, что большая часть ископаемых остатков не имеют ясного контура, они не видны как слепки и обнаруживаются только при наблюдении под разными углами сколов песчаниковых слоев. Исследования этой специфической текстуры привели к заключению, что морские кластические отложения некоторых стратиграфических подразделений венда Присянья и Енисейского кряжа насыщены «невидимыми» остатками мягкотелых организмов и могут называться скрытно биоморфными. Скрытно биоморфная текстура, в целом, может определяться как «рангеоморфная» в широком смысле, с учетом сложности и разнообразия строения тела этой группы мягкотелых животных эдиакарана [3–6]. В отличие от ясно видимых слепков на поверхности слоя, скрытная биоморфная текстура присуща всему объему слоя и представляет собой седименто-палеонтологический объект изучения.

Скрытно биоморфная текстура была обнаружена в песчаниках большеайсинской пачки марнинской свиты оселковой серии Присянья и в нижней пачке песчаников и алевролитов чистяковской свиты тасеевской серии венда на Енисейском кряже. В образцах биоморфные песчаники отличаются крайне неупорядоченной текстурой. Как правило, отсутствует седиментационная слойчатость, песчаники выглядят неупорядоченно-слойчатыми со следами или неясными признаками действия течения. На поверхности наслоения можно видеть теньевые контуры рангеоморфной структуры организмов, как правило, сгруппированных в одном месте в результате действия течения. В образцах на сколе, поперечном к слоистости, слойчатость только угадывается, и текстура демонстрирует взаимодействие двух факторов: течения и то, что ему препятствовало.

В Присянье биоморфная текстура в песчаниках была обнаружена в большеайсинской пачке марнинской свиты на р. Уда в разрезах Гладкий Плёс и Богатырь. Разрез большеайсинской пачки выше р. Мойга (Гладкий Плёс) отличается наибольшей полнотой и мощностью (более 300 м). По изменению типа отложений, гранулометрической характеристике этот разрез занимает наиболее далекую часть переходной зоны пляжа. Песчаные отложения несут признаки штормового воздействия, но типичная текстура НС «смазана», и в образцах массивной части штормовых слоев нет отчетливой слойчатости течения и волнения. Кривоизогнутые по-слойные сколы выглядят мелкобугристыми, на них видны слепки рангеоморфных организмов, взаимно перекрывающих друг друга. Хорошо различаются стемы и фронды с характерной фрактальной структурой. Ветвистая разновидность рангеоморфа имеет сходство с *Rangea*. Отличительная черта биоморфных песчаников – неправильная криволинейность любых сколов и границ, и важное участие в их строении мягкотелых организмов, игравших роль своеобразной «арматуры». Песок во время шторма и течения штормового оттока не только был наполняющей массой между телами мягкотелых организмов, но и набивался в них. В конечном счете, после окисления органического вещества образовался петрографически однородный песчаник с «тенью» бывших организмов.

Биоморфная текстура весьма характерна для песчаников большеайсинской пачки марнинской свиты в разрезе на р. Уда, г. Богатырь. Здесь, наряду с многочисленными вазовидными слепками, названными *Aisites* [1], найдены объемные биоморфные текстуры, которые в целом сходны с отпечатками и объемными реконструкциями мягкотелых рангеоморфных организмов

[6]. Характерный признак – неотчетливая слоистость песчаников и неправильно-криволинейные сколы слоев. Выделяются две разновидности рангеоморфной текстуры – объемная и слоистая. Объемные формы не только выполняют роль «арматуры» для песчаного наполнителя, но иногда сохраняются в виде слепков на нижней поверхности штормовых слоев. Одна из разновидностей, представленная тремя слепками на нижней поверхности темпестита, имеет полное сходство с *Rangea*, состоящей из двух ассоциаций параллельных друг другу дихотомирующих фронд, разделенных швом прикрепления к стеме. Сохранились также слепки стем цилиндрической формы. Внутри слоя отчетливо видна рангеоморфная текстура – тень мягкотелых организмов в песке. Другая – слоистая – разновидность биоморфной текстуры отличается тем, что в ней не видно перемещение или смещение организмов. Рангеоморфы, которые определяются по фрактальной структуре, лежат в плоскости слоя в виде ковра и представляют собой параллельные микрогряды шириной 15–2 мм с поперечной насечкой через 1 мм. Ориентировка микрогряд в последовательностях наложения изменяется до 15°, что ясно показывает реакцию биокобра на засыпание его песком.

Аналогичная рангеоморфная текстура была найдена в песчаниках нижней пачки чистяковской свиты и изучалась в разрезе на левом борту долины р. Тасеева напротив о. Мошаковского. Текстура объемная, и бывшие мягкотелые организмы выполняли роль «арматуры» для песчаного наполнителя. Песчаники нижней части тасеевской серии накапливались в прибрежной, переходной и, реже, оффшорной зонах штормового побережья. Мелкозернистые литокластито-кварцевые песчаники с биоморфной текстурой образовались в нижней части переходной зоны и сохранили характерную прихотливо-микробугристую, нерегулярную поверхность наложения. На поверхности сохранились мелкие отпечатки рангеоморф с ветвистым строением, на сколе объемные формы рода *Rangea*. Организмы создавали своеобразную микрорельефную поверхность над осадком, которая погребалась приносимым песком, сохраняя неоднородность биологического ковра.

Биотекстура песчаных осадков в вендских отложениях представляет собой перспективный объект изучения для открытия экологических закономерностей заселения и захоронения специфической бентосной биоты в мелком море. Виды рангеоморфной биоты и биотекстура, сама по себе, могут выполнять роль маркирующих подразделений эдиакаранской (вендской) системы для корреляции.

- [1] *Sovetov J.K.* Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential. Guidebook on the post-conference field trip to the East Sayan Foothills (August 2–14, 2011). Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. 229 p.
- [2] *Sovetov J., Solovetskaya L.* Oldest Vendian-Ediacaran fossils in the Oselok Group: Contribution to Late Neoproterozoic (Ediacaran) age of sea transgression and origin of the Siberian platform cover // HPF-07 Rise and fall of the Ediacaran (Vendian) biota. International Geological Congress (Oslo, August 6–14, 2008). Abstracts: File://E:\33IGC\1343889.html.
- [3] *Jenkins R.J.F.* The enigmatic Ediacaran (late Precambrian) genus *Rangea* and related forms // *Paleobiology*. 1985. V. 11, № 3. P. 336–355.
- [4] *Narbonne G.M.* Modular construction of early Ediacaran complex life forms // *Science*. 2004. V. 305, № 5687. P. 1141–1144.
- [5] *Seilacher A.* The nature of vendobionts // Geological Society, London, Special Publications. 2007. V. 286. P. 387–397.
- [6] *Vickers-Rich P., Ivantsov A.Yu., Trusler P.W., Narbonne G.M., Hall M., Wilson S.A., Greentree C., Fedonkin M.A., Elliott D.A., Hoffmann K.H., Schneider G.I.C.* Reconstructing RANGEA: New discoveries from the Ediacaran of Southern Namibia // *Journal of Paleontology*. 2013. V. 87, № 1. P. 1–15.



## СОСТАВ, СТРУКТУРА И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗА ВЕНДА – КЕМБРИЯ В ХРЕБТЕ УДОКАН

А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов

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

Хребет Удокан находится в центре Олекмо-Витимской горной страны и пересекается долиной верховьев р. Калар (Чина). Регион сложен преимущественно в разной степени метаморфизованными осадочными породами удоканской серии нижнего протерозоя, которые залегают на гранитах архея (?) [1, 2]. В Верхнекаларской впадине на них со структурным несогласием ложатся породы венда, которые нарастают отложениями кембрия, а на востоке – впадины и ордовика. В середине впадины известны угленосные осадки юрского времени.

Объективная региональная и межрегиональная корреляция осадочных толщ напрямую зависит от характеристики состава отложений, восстановления первичной последовательности напластования, фациальной изменчивости и их дислоцированности. Эти критерии в значительной степени обуславливают надежность расшифровки стратиграфических разрезов. Это в основном касается районов, характеризующихся сложными и неоднократными деформациями. К сожалению, лишь на немногих площадях складчатого обрамления юга Сибирской платформы упомянутые условия были в какой-то мере выполнены при геологической съемке среднего и крупного масштаба. Как сегодня оказывается, такой «непрофессиональный» подход во многих случаях породил искаженные представления о строении толщ и, как следствие, ошибочные выводы об эволюции обстановок осадконакопления и сопоставлении с разрезами соседних и удаленных районов.

Это можно увидеть на примере сводного разреза венда – нижнего кембрия, сохранившегося в верховьях р. Кемен в хребте Удокан и имеющего великолепную обнаженность. При геологических съемках и тематических работах отложения этого разреза относились к различным стратиграфическим уровням: от рифея до нижнего кембрия, а подсчитанная мощность, по разным авторам, варьировалась от 900 до 2859 м [1, 2].

Были проведены биостратиграфические исследования на двух участках распространения этих отложений. Наиболее детально был изучен участок междуречья рек Чина–Кемен. Основной задачей при полевых исследованиях являлось изучение разрезов с отбором органических остатков и палеонтологических проб. При этом особое внимание уделялось выделению уровней с характерными признаками (определенная последовательность отложений, органические остатки, комплекс оригинальных текстур и др.) в различных разрезах и определению кровли-подшвы в каждом фрагменте разреза. Это позволило выделить определенные пачки, проследить их в различных разрезах, определить стратиграфическую последовательность, объем и мощность отложений. Одновременно с этим анализировался характер дислоцированности разрезов. Было установлено, что основному полю развития пород этого уровня присуща изоклиальная, частично дисгармоничная складчатость, осложненная частыми разрывами. Выявленные структуры имеют складчато-чешуйчатое строение, что приводит к двоякому и неоднократной повторяемости фрагментов разреза.

В верховьях левого нижнего притока руч. Известковый гравелитопесчаники основания разреза несогласно залегают на кварцитовидных песчаниках сакуканской свиты нижнего протерозоя. В вышележащем разрезе междуречья рек Чина–Кемен были выделены 11 пачек, нормальная последовательность которых устанавливается по опорным пересечениям: разрез по руч. Известковому, разрез по перевалу руч. Известковый – руч. Кильчерис, разрез по левобережью верховьев р. Кемен. Пачки с характерными составами и текстурами повторяются в разрезе до шести раз, вскрываясь по зонам разломов. Но при этом они образуют сложнопостроенную изоклиальную лежащую складку, где ее восточное запрокинутое крыло содержит только сильно дислоцированные фрагменты разреза. В связи с тем, что этим свитам при геологических ра-

ботах давались разные названия, а вопросы их объемов и корреляции со смежными районами требуют уточнения, по характерным наборам пачек было условно выделено четыре свиты – № I–IV. Средняя мощность отложений венда – нижнего кембрия по району руч. Кильчерис – р. Кемен определяется в 620 м.

В породах свиты IV по нижнему течению р. Чепы были обнаружены трилобиты *Viliaspis*, характерные для толбачанской свиты нижнего кембрия (устное сообщение Ф.В. Никольского). В восточной части Верхнекаларской впадины (реки Чепя, Аглан, Калакан) распространены вышезалегающие отложения кембрия и ордовика (В.С. Федоровский и др.).

Таким образом, в разрезах участков междуречья руч. Кильчерис – р. Кемен и р. Читканды вскрываются одни и те же отложения, которые по свитно сопоставляются между собой. Уменьшение мощности разрезов с запада на восток предполагает временную эволюцию прогиба в этом направлении.

Отложения Верхнекаларской впадины соответствуют уровням венда и кембрия Березовского прогиба и опорных разрезов р. Лены [1, 3]. Посвитная корреляция с опорными разрезами основана на литолого-фациальном сходстве, комплексе органических остатков и сравнимых мощностях. Завышенные значения последних по Удоканскому хребту определялись раньше без достаточного учета сложной складчатой структуры. Проведенные работы показали, что в Верхнекаларской впадине отсутствуют стратиграфические аналоги Патомского комплекса рифея.

[1] Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. I. 515 с.

[2] Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

[3] Акульчева З.А., Файзулина З.Х., Дробкова Е.Л. и др. Вендско-кембрийские отложения Нохтуйского разреза (Патомское нагорье) // Известия АН СССР, серия геологическая. 1982. № 6. С. 37–44.



## СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВИЛЮЙСКИЙ ПАЛЕОРИФТ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

М.Д. Томшин<sup>1</sup>, М.К. Константинов<sup>2,3</sup>, А.В. Прокопьев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

<sup>2</sup> Мирный, Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО)

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

Расположенный на востоке Сибирской платформы среднепалеозойский Вилюйский палеорифт с северо-запада и юго-востока обрамляется двумя поясами даек северо-восточного простирания (рис. 1): Вилюйско-Мархинским (700×150 км) и Чаро-Синским (~500×225 км). Вилюйско-Мархинский пояс в южной части сужается до 30 км, а в северном плавно меняет свое северо-восточное простирание на восточное и расширяется до 150 км. На юго-западном окончании палеорифта, в его центриклинальном замыкании, находится Контайско-Джербинский рассеянный пояс даек (250×90 км), также имеющий северо-восточное простирание. В центральной части палеорифта формируются базальтовые лавы.

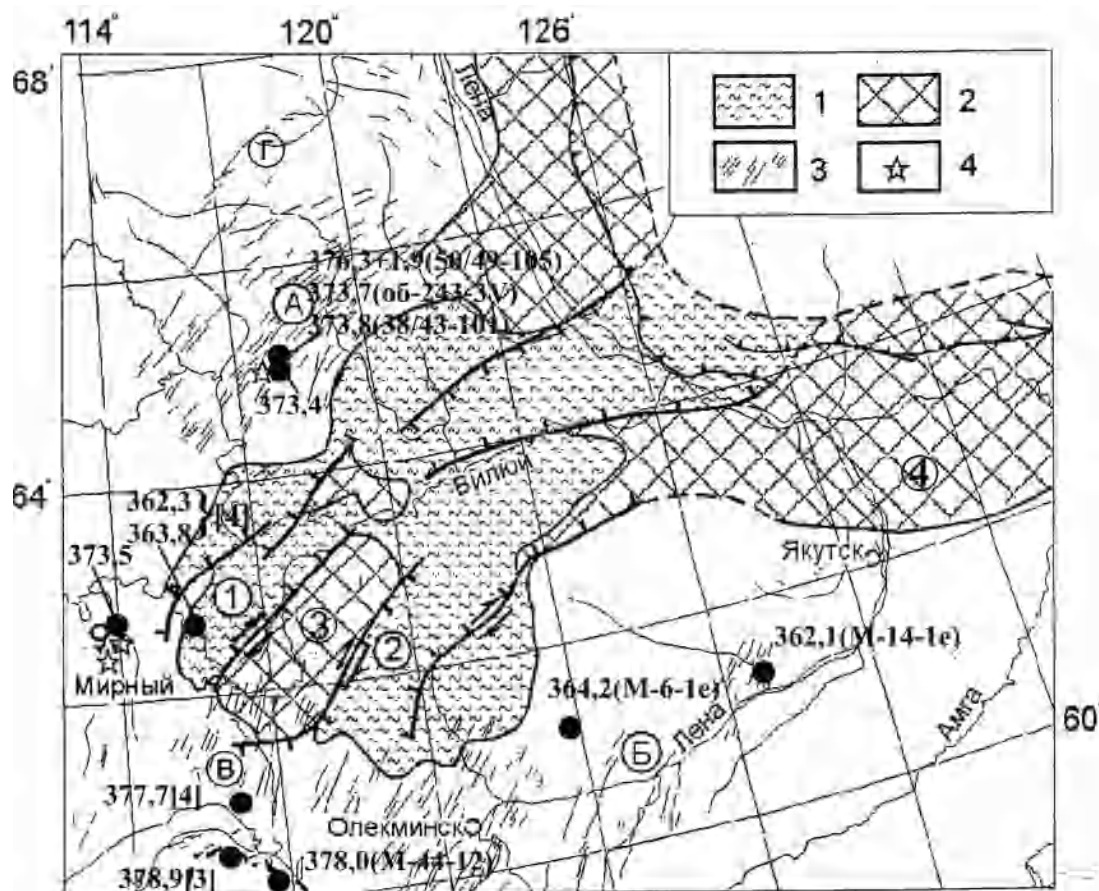


Рис. 1. Схема Вилюйской палеорифтовой системы (по [7] с дополнениями). 1 – впадины (1 – Ыгыатинская, 2 – Кемпендяйская); 2 – поднятия (3 – Сунтарское, 4 – Якутское); 3 – дайковые пояса (А – Вилюйско-Мархинский, Б – Чаро-Синский, В – Контайско-Джербинский, Г – Чимидикянский рой); 4 – кимберлитовые трубки; 373.7 (06-243-3в) – возраст и № обр. (данные авторов); 362.4 [4] – данные по публикации.

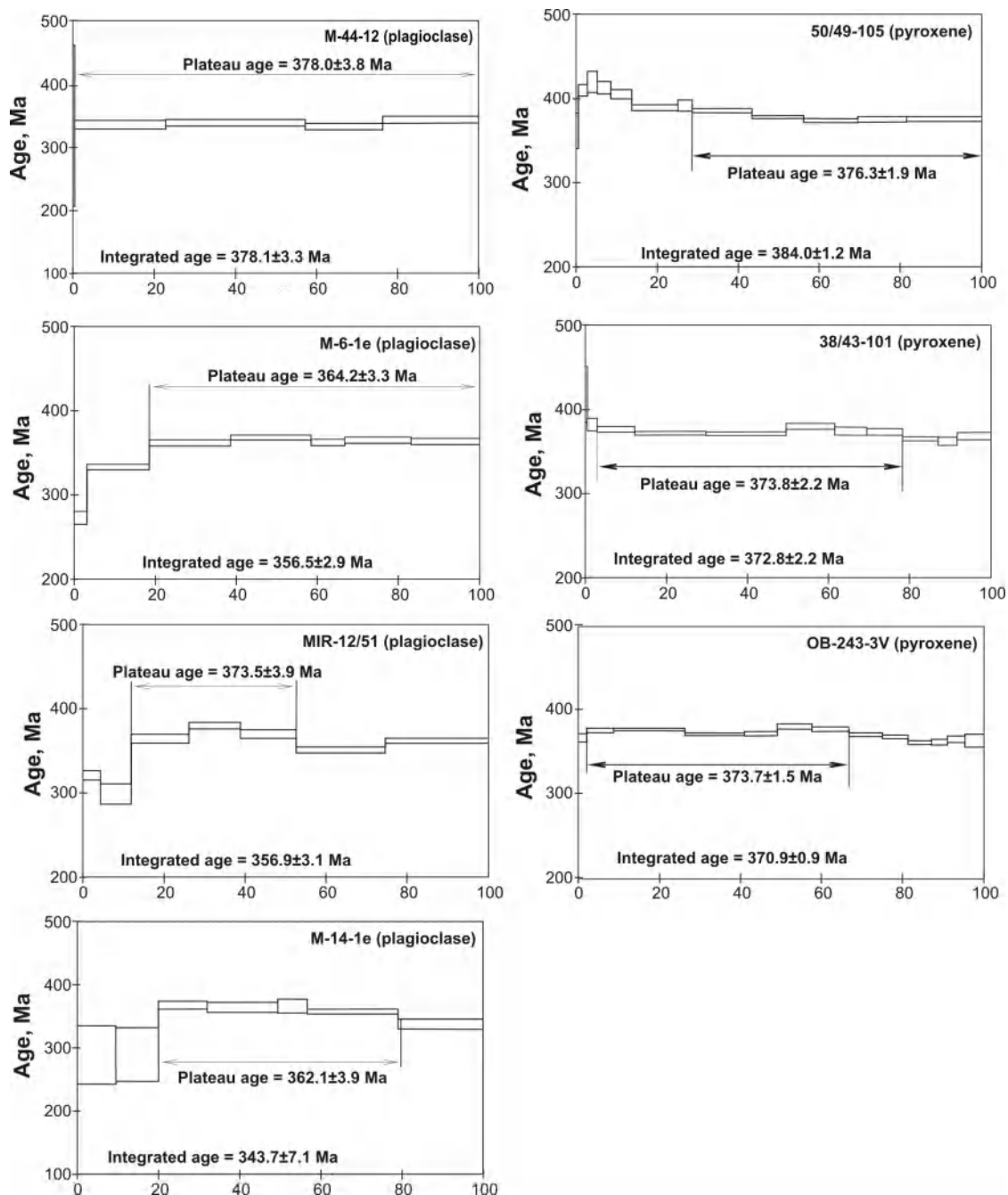


Рис. 2.  $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$  изотопное датирование долеритовых даек Вилюйской палеорифтовой системы.

Выполнено  $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$  изотопное датирование долеритовых даек (рис. 2). Наиболее древний возраст имеют долериты Контайско-Джербинского пояса (~378 млн лет). Для даек Вилюйско-Мархинского пояса получен более молодой возраст: по плагиоклазу 373–374 млн лет и по пироксену 373–376 млн лет. Долериты Чаро-Синского дайкового пояса самые молодые (362–364 млн лет). Близкие значения возрастов даек и силлов были получены ранее [1–5]. Возраст базальтов (366 и 368 млн лет [4]) занимает промежуточное значение между данными для даек Вилюйско-Мархинского и Чаро-Синского поясов.

Проведены палеомагнитные исследования рассматриваемых базитов (см. статью Константинов, Томшин и др. в этом сборнике). Установлено, что данный разворот Ангаро-Анабарского блока примерно на  $30^\circ$  относительно Алданского продолжался еще и после внедрения среднепалеозойских базитов [5]. На этот разворот указывает и кулисообразная ориентировка даек (Чимидикянский рой) в северной части Вилюйско-Мархинского дайкового пояса. Местоположение Эйлеровского полюса вращения находится на севере Контайско-Джербинского пояса, в районе Сунтарского поднятия (координаты:  $\varphi=62.0^\circ$  с.ш. и  $\lambda=116.5^\circ$  в.д.) [6].

Предполагается следующий сценарий формирования магматических пород Вилуйского палеорифта. Вначале в центриклинальном замыкании палеорифта произошло становление даек Контайско-Джербинского пояса (378 млн лет) и внедрение долеритовых силлов (жаровский интрузивный комплекс). Затем (376–373 млн лет назад) базитовый расплав внедрялся по расколам Вилуйско-Мархинской зоны. На рубеже 360–368 млн лет в ходе рифтинга произошло скольжение, как бы сползание, по головке плюма северо-западного крыла Вилуйского палеорифта с его разворотом. Интенсивность рифтинга способствовала излиянию базальтовой магмы и образованию лав. На заключительной стадии формирования Вилуйского палеорифта произошло становление даек Чаро-Синского пояса (362–364 млн лет).

- [1] *Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н.* Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазонасных кимберлитов на северо-западном плече Вилуйского рифта (Сибирский кратон) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 185–196.
- [2] *Прокопьев А.В., Полянский О.П., Королева О.В., Томишин М.Д., Васильев Д.А.* Среднепалеозойский этап основного магматизма и эволюция Вилуйского палеорифта // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. Якутск, 2016. С. 262–265.
- [3] *Powerman V., Shatsillo A., Coe R., Xixi Zhao, Gladkochub D., Buchwaldt R., Pavlov V.* Palaeogeography of the Siberian platform during middle Palaeozoic Times (~450–400 Ma): new palaeomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers // Geophysical Journal International. 2013. V. 194, № 3. С. 1412–1440. doi:10.1093/gji/ggt197.
- [4] *Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V., Orlov S., Shatsillo A., Courtillot V.* New  $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$  and K-Ar ages of the Vilyu traps (Eastern Siberia): Further evidence for a relationship with the Frasnian-Famennian mass extinction // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013. V. 386. P. 531–540.
- [5] *Tomshin M.D., Travin A.V., Konstantinov K.M.* The sequence of magmatic events within the Nakyn kimberlite field // Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny in the Earth's History. Irkutsk, 2015. P. 128–129.
- [6] *Tomshin M., Konstantinov K.* Basic dike belts of the Vilyui paleorift (Sibirien platform) // Dike swarms – time markers of crustal evolution: Fifth International dyke Conference (31 June – 3 August 2005). Rovaniemi, Finland, 2005. P. 51.
- [7] *Томишин М.Д.* Особенности глубинной дифференциации базитов Вилуйского палеорифта (Сибирской платформы) // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Сыктывкар, 2000. Т. I. С. 203–205.



## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

А.М. Федоров<sup>1</sup>, В.А. Макрыгина<sup>1</sup>, А.И. Непомнящих<sup>1</sup>, В.Ф. Посохов<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, vitaf1@yandex.ru

Несмотря на то, что кварциты в литосфере Земли составляют весьма распространенную группу осадочно-метаморфических пород, их высокочистые разновидности (с содержанием элементов-примесей менее сотых долей процента) представляют большую редкость [2]. В пределах Саяно-Байкало-Патомского пояса, кроме единственного разрабатываемого в настоящий момент месторождения Черемшанское, известны месторождения и проявления кварцитов и микрокварцитов в Западном Прибайкалье [5, 6] и Восточном Саяне. При этом высокочистым в настоящий момент может считаться только месторождение Бурал-Сардык [2, 7] в юго-восточной части Восточного Саяна, обладающее большими разведанными и оцененными запасами.

Изучаемый район расположен приблизительно в 200 км к западу от южной оконечности оз. Байкал в складчатом обрамлении Сибирской платформы. Месторождение Бурал-Сардык находится в западной части Гарганской глыбы. Выход ее фундамента расположен в восточном секторе Тувино-Монгольского микроконтинента, примыкающего к Сибирскому кратону вдоль Главного Саянского разлома. Основание Гарганской глыбы с возрастом метаморфизма 2.7 млрд лет (U-Pb метод [1]) сложено гнейсами, плагиомигматитами, гнейсо-тоналитами и амфиболитами. Преобладает амфиболитовая степень метаморфизма пород, но местами она достигает гранулитовой фации [3].

Фундамент глыбы перекрыт осадочным хемогенно-вулканогенным чехлом. Его нижняя, продуктивная на высокочистые кварциты, пачка, сложена рифейскими сланцево-карбонат-кварцитовыми образованиями иркутской свиты, широко развитой в северном и северо-западном обрамлении ядра глыбы. По данным Sr-хемостратиграфии по карбонатам возраст ее составляет 1.25 млрд лет [4]. Складчатые деформации кремнисто-карбонатных отложений чехла Гарганской глыбы и последующая обдукция на них океанической коры обусловили зеленосланцевый метаморфизм пород.

В магматических, осадочных и метаморфических породах наблюдаются широкие вариации изотопного состава кислорода, основная часть силикатных минералов характеризуются положительными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  и располагаются в диапазоне от +5 до 15 ‰ относительно SMOW. В магматических породах отмечается тенденция увеличения значения  $\delta^{18}\text{O}$  с повышением содержания  $\text{SiO}_2$  от 5.4–6.6 ‰ в ультрабазитах до 7–13 ‰ в гранитоидах и пегматитах, в высококремнеземистых осадочных породах типа кварцевых песчаников значения  $\delta^{18}\text{O}$  не превышают 10 ‰, а в кремнях могут достигать 35 ‰. Наиболее высокими величинами  $\delta^{18}\text{O}$  – до 42 ‰ и выше – характеризуются современные органические морские осадки, формирующиеся при низких температурах.

В работе [8] на огромном фактическом материале показано, что  $\delta^{18}\text{O}$  в кварцитах всех континентов Земли для неопротерозойского периода лежат в диапазоне от ~20 до 30 ‰. Определения изотопного состава кислорода выполнялись на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт–образец). Подготовка образцов для определения величин  $\delta^{18}\text{O}$  проводилась с использованием метода лазерного фторирования (ЛФ) в присутствии реагента  $\text{BrF}_5$ . В ее комплект входит установка MIR 10-30 системы лазерного нагрева с лазером  $\text{CO}_2$  мощностью 100 Вт и длиной волны 10.6 мкм в инфракрасной области, позволяющая разогревать анализируемые минералы до 1000 °С, а также вакуумная магистраль для очистки выделенного газа с криогенными ловушками и со специальным сорбентом, охлаждаемым жидким азотом, для окончательного концентрирования кислорода.



**Результаты определения изотопного состава кислорода в пробах кварца из кварцитов Восточного Саяна (в промилле относительно SMOW)**

| Номер пробы | Название породы                                | Местонахождение   | $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ | Ст. откл. (n) |
|-------------|--|---|---------------------------------|---------------|
| 229         | Кварцит крупнозернистый белый («суперкварцит») | Месторождение Бурал-Сарьдаг, максимально измененный                                 | 29.8                            | 0.3 (2)       |
| 233         | Кварцит крупнозернистый белый («суперкварцит») | Месторождение Барал-Сарьдаг, максимально измененный                                 | 29.8                            | 0.0 (2)       |
| 176         | Кварцит мелкозернистый серый                   | Месторождение Бурал-Сарьдаг, измененный   | 29.2                            | 0.4 (3)       |
| 237         | Кварцит мелкозернистый серый                   | Месторождение Бурал-Сарьдаг, измененный, контакт с гранитоидами                     | 26.3                            | 0.1 (2)       |
| 822         | Кварцит мелкозернистый темно-серый             | Месторождение Бурал-Сарьдаг, измененный   | 29.7                            | 0.1 (2)       |
| 238         | Кварцит мелкозернистый темно-серый             | Месторождение Бурал-Сарьдаг, измененный, у контакта с гранитоидами                  | 27.1                            | 0.5 (2)       |
| 239         | Кварцит мелкозернистый темно-серый             | Месторождение Бурал-Сарьдаг, измененный, у контакта с гранитоидами                  | 26.5                            | 0.0 (2)       |
| 302         | Кварцит микрозернистый серый                   | Проявление Урунгэ-Нур, слабометаморфизованный на максимальном удалении от интрузива | 29.3                            | 0.2 (2)       |
| 295         | Кварцит микрозернистый серый                   | Проявление Урунгэ-Нур, слабометаморфизованный, около 500 м от интрузива             | 27.1                            | 0.1 (2)       |
| BC 100      | Гранодиорит                                    | Гарганский плутон сумсунурского комплекса   | 7.5                             |               |

Примечание – количество параллельных определений.

Для изотопного анализа кислорода использовались только чистые минералы (в виде осколков) общим весом 1.5–2.5 мг. Расчеты  $\delta^{18}\text{O}$  были выполнены относительно международного стандарта NBS-28 (кварц) и выверенных относительно него внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц).

Полученные результаты изотопного состава кислорода кварцитов Восточного Саяна лежат на уровне максимальных для этих пород и возраста значений (таблица), что свидетельствует о первичном низкотемпературном их образовании. Но исходно они могли иметь более высокие значения, так как наложенный метаморфизм мог приводить к понижению изотопных отношений кислорода. Величина  $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$  варьируется в довольно узких пределах – 29.8 ‰ – 29.3 ‰ как для исходных слабометаморфизованных кварцитов урунгэнурского проявления (пр. 302), так и для всех типов пород пластового разреза месторождения Бурал-Сардык (пробы 229, 233, 176, 822). В то же время изотопный состав кислорода в карбонатах имеет значения 22.6–22.7 ‰. В зоне контактового воздействия гранитоидов, имеющих изотопный состав кислорода в кварце 7.5 ‰, на обоих участках происходит смещение изотопного состава  $^{18}\text{O}$  в кварцитах в сторону низких величин.

В наших исследованиях [5, 7] выполнены определения содержаний редких элементов, которые низки в разрезах, удаленных от гранитоидов, и значительно повышены в приконтактных разностях. Кроме того, при перекристаллизации с образованием «суперкварцитов» и осветленных микрокварцитов в них сохраняется и ярко выражен Eu минимум, а общее содержание легких лантаноидов повышено. Такое поведение редкоземельных и других элементов, а также облегчение изотопного состава кислорода в кварцитах до уровня 26.5–27.1 ‰ на месторождении Бурал-Сардык и до 27.1 ‰ на урунгэнурском участке говорят о том, что в истории преобразования кварцитов этих месторождений можно выделить этап контаминации и изотопного обмена с флюидной фазой в зоне контакта, связанной с внедрением интрузивных тел.

[1] Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б. и др. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Вост. Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГД РАН, 2009. Т. 1. С. 35–36.

[2] Воробьев Е.И., Спиридонов А.М., Непомнящих А.И., Кузьмин М.И. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // ДАН. 2003. Т. 390, № 2. С. 219–223.

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

- [4] Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Константинова Г.В., Кутявин Э.П., Гелетий Н.К. Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН. 2010. Т. 432, № 3. С. 350–355.
- [5] Макрыгина В.А., Федоров А.М. Преобразование кварцитов как следствие поздних тектонических событий в развитии Чуйской и Гарганской глыб // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 12. С. 1861–1870.
- [6] Петрова З.И., Конева А.А., Макрыгина В.А. Геохимия кварцитов и кварцитосланцев Приольхонья и о-ва Ольхон // Геохимия. 1995. № 10. С. 1448–1464.
- [7] Федоров А.М., Макрыгина В.А., Будяк А.Е., Непомнящих А.И. Новые данные о геохимии и механизме формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян) // ДАН. 2012. Т. 442, № 2. С. 244–249.
- [8] Bindeman I.N., Bekker A., Zakharov D.O. Oxygen isotope perspective on crustal evolution on early Earth: A record of Precambrian shales with emphasis on Paleoproterozoic glaciations and Great Oxygenation Event // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 437. P. 101–113.



## СИНТАКСИС И ГЛУБИННЫЕ СТРУКТУРЫ ВЫЖИМАНИЯ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

В.С. Федоровский<sup>1</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Изучение напряженной внутренней структуры Ольхонского террейна обнаруживает весьма контрастные отклонения от общей прямолинейности, присущей этой части коллизионной системы Сибирский кратон – Ольхонский террейн. В целом она как бы дублирует контур Сибирского кратона и коллизионного шва системы террейн – кратон. Однако в двух местах на юго-западе территории эта закономерность нарушается, и на фоне общего прямолинейного рисунка, присущего структуре террейна, здесь локализованы достаточно крупные дугообразные и сигмоидальные конструкции. По своей морфологии они напоминают ороклины, а по сгущениям структурных зон, пучкам таких структур сходны с синтаксисами Альпийско-Гималайской коллизионной системы. На современной поверхности в Ольхонском регионе обнажены породы неопротерозоя и раннего палеозоя, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Интересно поэтому попытаться проследить историю формирования синтаксисов в глубинных горизонтах коры, охваченных коллизией и тектоническим течением.

Синтаксисы обнаружены на юго-западе региона в поле развития пород Крестовского и Тутайского субтеррейнов. Последние представляют собой крупные единицы композитного Ольхонского террейна. По составу субтеррейны резко отличаются. В Крестовском субтеррейне преобладающее развитие получили «жесткие» тела метагабброидов Бирхинской магматической ассоциации (они занимают здесь около 60–70 % площади в современном срезе), что позволяет рассматривать Крестовский субтеррейн как индентор. Второй естественный индентор в коллизионной системе – Сибирский кратон. Анализ геологической карты показывает, что изначально оба индентора были разделены многочисленными субтеррейнами и микротеррейнами, составляющими собственно Ольхонский террейн. В современном срезе их ширина в плане составляет примерно 30 км, и несомненно, что это лишь часть реального пространства, отделявшего когда-то Крестовский индентор от кратона. В процессе коллизии произошло сближение Крестовского субтеррейна и Сибирского кратона, в результате которого все компоненты системы, заключенные между ними и образованные вязкими (пластичными) породами амфиболитовой фации метаморфизма, были предельно сжаты, расплющены и транспортированы (иногда и полностью удалены) из зон максимального сжатия в стороны. Прямое следствие фронтальной коллизии кратона и террейна, таким образом, – появление структур тектонического выжимания из зон синтаксиса и сгуживание подобных образований на некотором удалении от зоны непосредственного коллизионного удара террейна и кратона.

В структуре Крестовского субтеррейна выделены два синтаксиса: Бирхинский и Тажеранский. Наиболее контрастно выглядит Бирхинский синтаксис. От Сибирского кратона его отделяет всего 1000 м, а пучок выжатых структурных единиц образует крупнейшую в регионе дугу с размахом в 15 км. Все ее компоненты при сближении с Бирхинским массивом габброидов резко сужаются и практически полностью исчезают в зоне максимального сжатия на фронте синтаксиса. Второй синтаксис (Тажеранский) гораздо меньше по размеру, но структурная дуга, окружающая его с севера, тоже весьма контрастна: различные структурные единицы, локализованные на фронте Тажеранского синтаксиса, резко сужены или полностью удалены, а пучки таких единиц составляют типичную «картинку» классического синтаксиса, неотличимую от той, которую можно видеть вокруг Бирхинского индентора. Нужно отметить, что до последнего времени в районе Тажерана, где развиты в основном сиениты и нефелиновые сиениты, габброиды «бирхинского» типа не были известны. Сегодня они там найдены, а анализ структу-

ры Тажерана показывает, что подобные породы широко развиты в этом районе на небольшой глубине. Габброиды образуют здесь покровную залежь, идентичную той, которая составляет гораздо более крупный Бирхинский массив. Оказывается, таким образом, что оба «наших» индентора отличаются лишь размерами (диаметр Бирхинского массива равен 13 км, а диаметр нескрытого на поверхности массива габброидов Тажеран – 2–3 км). По характеру воздействия на пластифицированные породы рамы они идентичны.

Весьма красноречиво строение структурного «мешка» – ловушки пластин, выжатых из зон Бирхинского и Тажеранского синтаксисов. Он расположен в эпицентре структурной дуги, изгиб которой достигает здесь 90°. Именно отсюда были генерированы глубинные тектонические покровы, выдвинутые на запад, в сторону Бирхинского массива. Самые дальние из них, образованные породами Тажеранской магматической ассоциации и мраморами ангинского комплекса, тектонически перекрывают Бирхинский массив, а мраморы и мраморные меланжи образуют многочисленные клипы на вершинах гор в современном рельефе. Можно предположить, что такая концентрация поздних надвиговых структур объясняется их приуроченностью к теневым в деформационном отношении участкам коры, возникшим в тылу Бирхинского синтаксиса. Удивительно то, что выдвигание покровов из структурного мешка происходило в то время, когда формирование Бирхинского синтаксиса еще не закончилось, и вполне вероятно, что они вновь, на спине Бирхинского массива, вовлекались в деформации этого типа.

Выделение синтаксисов в коллизионной системе Западного Прибайкалья существенно усложняет сценарий деформационных событий, сопровождавших коллизию кратона и террейна. Ранние эпизоды фронтальной коллизии (с обычными для них глубинными синметаморфическими тектоническими покровами и складками покровного типа) включают и весьма контрастные ранние структуры сдвигового генезиса, а более поздние проявления косо́й коллизии (с типичными для них масштабными сдвиговыми деформациями) обладают и отчетливыми признаками проявления структурных систем покровного типа, сопровождавших выжимание тектонических единиц, транспортированных из зон нагромождения сдвиговых пластин.



## ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (оз. БАЙКАЛ)

В.С. Федоровский<sup>1</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>2</sup>, Е.В. Скляров<sup>2</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>2</sup>,  
Т.В. Донская<sup>2</sup>, А.В. Лавренчук<sup>3</sup>, А.Б. Котов<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

<sup>4</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Сегодня достоверно установлено, что метаморфические комплексы Западного Прибайкалья, считавшиеся прежде раннедокембрийскими, имеют более молодой, фанерозойский возраст, а напряженная складчатая система, вскрытая в современном срезе, представляет собой тектонический коллаж, возникший в раннем палеозое в результате коллизионного взаимодействия Сибирского кратона и составного Ольхонского террейна. Вместе с тем непрерывно поступающий полевой и аналитический материал позволяет более полно представить анатомию глубинного коллизионного композита. В геологическом строении территории участвуют три главных комплекса, составляющие каркас террейна. Они не связаны между собой никакими взаимопереходами, кардинально отличаются друг от друга по составам пород и по их протолитах. Эти и многие другие признаки позволяют выделять в Западном Прибайкалье несколько субтеррейнов, которые образуют единый композитный Ольхонский террейн. В строении каждого субтеррейна (Крестовский, Тутай, Тонта, Нутгей и др.), в свою очередь, участвуют многочисленные микротеррейны, а также покровные и сдвиговые пластины. В процессе детальной геологической съемки, проведенной с использованием современного дистанционного аэрокосмического материала сверхвысокого разрешения, закартировано около 200 единиц такого типа. Доколлизийная геодинамическая природа субтеррейнов и микротеррейнов отличается пестротой. Это фрагменты островодужных систем трех (а возможно и четырех) возрастов, чехла тектонически дезинтегрированного микроконтинента, гайотов, аккреционной призмы, экзотические «осколки» коры карелид и байкалид. И, по-видимому, этот список – не окончательный; в последние годы он стремительно нарастает, и это очевидный тренд. В свете новых данных говорить о какой-то единой схеме стратиграфии метаморфических комплексов (такие попытки предпринимались прежде неоднократно) или об «удивительно простой» структуре, образованной метаморфитами региона (высказывались и такие взгляды), не приходится. Анатомию Ольхонской коллизионной системы – это хаотическая, поразительная по своей пестроте тектоническая смесь, возникшая в результате аккреционно-коллизионного взаимодействия субтеррейнов и микротеррейнов между собой, а затем фронтальной и косоугольной коллизии между Сибирским кратоном и Ольхонским террейном. Сдвиговый тектогенез, сопровождавший финальные эпизоды коллизии, привел к масштабным проявлениям синорогенического коллапса коллизионного сооружения, а «подоспевший» к этому времени мантийный плюм «поддал жару» в нашу систему, окончательно запутав и без того сверхсложную конструкцию коллизионного композита.

Структуры, разделяющие субтеррейны, представлены либо офиолитовыми швами, либо шир-зонами с локальными линзами гипербазитов и тальковых сланцев. Внутреннее строение субтеррейнов чрезвычайно разнообразно. В последнее время практически повсеместно удалось обнаружить свидетельства ранних деформаций покровного типа, связанных с реализацией геодинамики фронтальной коллизии, но ускользавших от наблюдений из-за тотальных масштабов проявлений более позднего сдвигового тектогенеза, сопровождавшего финальную косую коллизию кратона и террейна. Наиболее крупные складчатые системы покровного типа установлены в границах субтеррейнов Крестовский и Тутай. Достаточно крупные реликтовые площади покровных складок и надвиговых композиций обнаружены и в границах субтеррейна Тонта, где они оказались сильно деформированы более поздними складками.

Яркая особенность Ольхонского террейна – признаки существования в его юго-западной части контрастной глубинной структуры пережимов, расположенных между тремя инденторами – с одной стороны это Сибирский кратон, а с другой – Крестовский субтеррейн, включающий два индентора, в строении которых преобладают «жесткие» тела габброидов Бирхинской магматической ассоциации. Встречные векторы тектонического транспорта, свойственные кратону и террейну, привели к тому, что значительные объемы коры, изначально разделявшие кратон и Крестовский субтеррейн, были расплющены и выжаты из этой зоны максимального сжатия, транспортированы отсюда в северо-восточном и юго-западном направлениях в режиме сдвиговой тектоники (косая коллизия еще не наступила, а эффекты сдвиговой тектоники, свойственные косой коллизии, действуют уже и на ранних этапах фронтальной коллизии. Они – неизбежное следствие тектоники в синтаксисе). В результате реализации встречного транспорта сдвиговых пластин, инициированного Бирхинским и Тажеранским синтаксисами, возникла структура тектонического «мешка», ловушки пластин, выжатых из зон максимального сжатия.

Каскад ранних покровных структур установлен и в границах субтеррейна Тутай. Здесь обнаружена серия крупных и мелких колчановидных складок, шарнирные углы которых позволяют судить о векторах тектонического транспорта, ориентированных на северо-запад, в сторону Сибирского кратона. Минимум два этапа покровных деформаций привели к появлению крупных шарниров крупных складок, которые по своей морфологии неотличимы от сдвиговых структур более позднего этапа косой коллизии (это обстоятельство долгое время гипнотизировало в попытках расшифровки структурной истории региона). Складчатая система субтеррейна Тутай, по новым данным, представляет собой крупное тектоническое окно, в котором верхний аллохтон, образованный гнейсово-мигматитовым комплексом, перекрывает нижний относительный автохтон, в строении которого участвуют совсем иные, пестрые по составу, метаморфические комплексы. Здесь преобладают мраморы, мраморные меланжи, кварциты, амфиболиты (комплекс Ольхон) и многочисленные тела габброидов (комплекс Танхан). Все они формируют весьма крупные тектонические покровы, отдельные надвиговые пластины и многочисленные клипы.

Важное значение для расшифровки региональной коллизионной системы имеет Главная сдвиговая зона региона. При ширине в плане менее 1000 м она имеет протяженность около 100 км. Это магистральная структура, офиолитовая сутура, разделяющая основные компоненты композитного Ольхонского террейна. В кинематическом плане Главная сдвиговая зона выступает не только как граница различных субтеррейнов, но и в роли раздела, юго-восточнее которого сосредоточены поля выжатых из синтаксиса сдвигово-надвиговых пластин, сформированных вследствие реализации субгоризонтального тектонического потока, а северо-западнее уверенно обнаруживаются структурные комбинации, возникшие в результате действия субвертикального тектонического потока. Последний обнаруживает отчетливую приуроченность к коллизионному шву системы террейн-кратон. А само быстрое изменение векторов тектонического транспорта и появление подобных структур позволяют уверенно предполагать, что кульминацией коллизии в регионе могли стать ретропокровы, отброшенные от коллизионного шва в сторону складчатой области. Такая кинематическая картина кажется вполне вероятной, но на сегодня пока мало реальных данных, которые могли бы подтвердить это предположение. Следствия этого процесса, между тем, могут быть очень значительными и распространяться за границы Ольхонского региона и касаться обширных площадей в центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.



## СИНТЕЗИРОВАННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ РАЗРЕЗ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ СИБИРСКИЙ КРАТОН – ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН

В.С. Федоровский<sup>1</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>2</sup>, Е.В. Складчиков<sup>2</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>2</sup>,  
Т.В. Донская<sup>2</sup>, А.В. Лавренчук<sup>3</sup>, А.Б. Котов<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

<sup>4</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

В существовании коллизионной системы раннего палеозоя в Западном Прибайкалье сегодня вряд ли можно сомневаться. Около сотни определений возраста, выполненных различными методами в разных лабораториях мира, составляют современный банк геохронометрических данных для этой территории, и они заставляют решительно отказаться от устаревших представлений о раннедокембрийском возрасте метаморфитов региона. А определение коллизионной природы развитой здесь сложнейшей по своей анатомии структурной конструкции открывает новые возможности для анализа тектоники и геодинамики Центрально-Азиатского складчатого пояса, частью которого является Ольхонский террейн.

В строении коллизионной системы раннего палеозоя выделяется два главных компонента: Сибирский кратон (континент) и Ольхонский террейн. Их взаимодействие происходило в режимах фронтальной и косой коллизии. Масштабы более поздней косой коллизии были грандиозными. Они задавили, нередко и полностью уничтожили следы предшествовавшей фронтальной коллизии, сформировав тектоническую смесь многочисленных, хаотически перемешанных пластин, отражавших бульдозерные эффекты скольжения террейна вдоль края Сибирского кратона. Картируемая на современной поверхности удивительная по своей пестроте «дикая» смесь совершенно несопоставимых фрагментов былых геодинамических обстановок различного возраста – это и есть портрет коллизионного коллажа Ольхонского региона. Вместе с тем, проникнуть сквозь гипноз поражающих воображение масштабов сдвиговой тектоники финальных этапов коллизии – интересная и увлекательная задача. Ее решение необходимо еще и потому, что быстро нарастающий фактический материал определенно свидетельствует о том, что фронтальная коллизия была здесь не менее, а может быть и более мощной, чем косая коллизия, которая, на первый взгляд, кажется такой очевидной и понятной. Разумеется, попытки выхода за пределы мегахрона косой коллизии всегда будут более сомнительными, чем манипуляции с гораздо более эффективными системами сдвигового генезиса, но это не значит, что от таких попыток нужно отказаться. Фронтальная коллизия кратона и Ольхонского супертеррейна (независимо от степени сохранности следов такой геодинамики) – очевидный факт геологической летописи региона.

Сибирский кратон и платформа. Предполагается, что здесь нет явных признаков коллизионной геодинамики раннего палеозоя. Это не так. Свидетельств противоположного свойства немало. Давно известны, например, опрокинутые складки, образованные породами платформенного чехла (с вергенцией в глубь платформы), залегающего, как правило, очень «спокойно». Еще более красноречивый пример – факт надвигания раннедокембрийских метаморфических пород Анайских гольцов на совершенно неметаморфизованные породы голоустенской свиты платформенного чехла. Направление этого шарьяжа – на запад (в современных координатах), т.е. в глубь платформы. В кинематическом плане это явление идентично тем опрокинутым складкам, которые известны в платформе в других местах. Важный момент: метаморфиты Анайских гольцов – это компонент фундамента Сибирской платформы. Чтобы оторвать такие весьма крупные фрагменты от тела кратона и продвинуть их в сторону платформы, нужны были немалые усилия. Просто так такие события не происходят. Можно думать, что перечислен-

ные признаки, скорее всего, отражают следствие коллизии кратона и террейна – и надвиговые складки в чехле, и шарьяж метаморфитов кратона на чехол платформы по возрасту идентичны событиям в зоне коллизионного шва системы Сибирский кратон – Ольхонский террейн, да и расположены все они практически рядом. Иными словами, можно утверждать, что в теле Сибирского континента, столкнувшегося с Ольхонским террейном, следы такого взаимодействия достаточно отчетливы. Важнейший момент – направление тектонического транспорта. Его векторы в теле кратона и платформы были ориентированы по нормали, в глубь континента и в сторону от коллизионного шва системы Сибирский кратон – Ольхонский террейн.

Ольхонский террейн. Это крупная композитная система площадью более 2000 км<sup>2</sup>, включающая многочисленные единицы более мелкого ранга – субтеррейны и микротеррейны. Каркас системы составляют как минимум три субтеррейна (Крестовский, Тутайский и Тонтинский), которые, в свою очередь, представляют собой композиции весьма многочисленных микротеррейнов. Кроме того, закартированы и экзотические микротеррейны и субтеррейны, никак (ни генетически, ни геохронологически) не связанные с этими тремя главными структурами. Если рассматривать микротеррейны как элементарную единицу коллизионного коллажа, то таких структур в регионе присутствует около 200.

Складчатая система Ольхонского террейна. В Крестовском субтеррейне реставрируется пакет крупных досдвиговых складок покровного типа с участием в их строении известных здесь «массивов» метагабброидов (Бирхинский, Крестовский, Бугульдейский, Таловский, Улан-Нур), которые изначально представляли собой единое силлообразное тело. Направление тектонического транспорта в связи с мощным проявлением более поздней сдвиговой тектоники не поддается уверенному определению. Можно предполагать, что на этапе фронтальной коллизии его векторы были направлены в сторону кратона. Тутайский и Тонтинский террейны, расположенные в непосредственной близости от Сибирского кратона, обнаруживают резко дискретное строение. В полосе, удаленной от коллизионного шва, здесь обнаружены многочисленные реликты досдвиговых покровных систем и колчановидных складок. В то же время в широкой зоне, непосредственно примыкающей к шву, абсолютно господствуют сдвиговые композиции с субвертикальными шарнирами и тесной нарезкой всего коллизионного композита на серию узких (первые сотни метров) и протяженных (10–35 км) субвертикальных сдвиговых пластин. Такие своеобразные тектонические «макаронны». Эту полосу мы рассматриваем как зону максимального тектонического сжатия и выдавливания глубинных пород вверх по коре. В ядре картируемой здесь антиформы локализованы породы гранулитовой фации, а на ее крыльях – амфиболитовой фации метаморфизма. Здесь широко представлены и выжатые из зон сдвигов вторичные покровы, что существенно запутывает и без того сверхсложную структурную композицию.

Естественно было бы ожидать, что результатом такой напряженной тектоники могли бы стать орогенез, гранитный магматизм и появление моласс. Ничего такого, однако, не произошло. Никаких ощутимых масштабов орогенеза соответствующего возраста ни в регионе, ни вокруг него не фиксируется. Образно говоря – никаких Гималаев у нас в раннем палеозое не возникло, а жаль... Гранитоиды представлены только синметаморфическими жилами, и, хотя их здесь сотни и тысячи, ни одного более или менее крупного массива гранитов в регионе нет и в помине. О молассах – нет и речи, никаких признаков. По-видимому, должна была быть какая-то серьезная причина, ограничивающая стандартный тренд развития коллизионной системы. Эта причина могла бы компенсировать свойственный коллизионной геодинамике потенциал орогенеза и всех его последствий. Такая причина пока больше угадывается, чем доказывается. Идея проста: выдавливаемые с глубины метаморфические породы (возможно – под воздействием надвигающегося кратона) испытывают заваливание в сторону складчатой области, формируют реверсные глубинные ретропокровы, которые транспортируются в глубь складчатой области и в итоге удаляются из зоны коллизии. Нарастающая на ранних этапах коллизии мощность коры практически полностью разрушается, ликвидируется. Коллизия есть. А орогенеза нет.

Суммарная структурная картина оказывается специфической. Это громадный структурный веер, отражающий тектонический транспорт, направленный в обе стороны от коллизионного шва системы Сибирский кратон – Ольхонский террейн. При таких серьезных масштабах фронтальной коллизии удивительно, что ни один покров пород террейна не выдвинут в сторону кратона и наоборот – ни один покров пород кратона не проник в складчатую область. Эту загадку легко объясняет кинематика тектонического веера. Еще одно интересное следствие:



если сама идея правильна, то мы почти наверняка должны здесь столкнуться с явлениями инвертированной метаморфической зональности. То, что она до сих пор не установлена, досадная случайность, следствие недостаточно полно расшифрованной тектоники региона. Все признаки перевернутой метаморфической зональности здесь просто присутствуют, надо лишь сделать небольшие усилия, чтобы такой образ возник в головах исследователей. Чтобы они могли сказать: «Да мы так всегда и думали...».

В свете концепции, изложенной здесь лишь пунктиром, можно ожидать обнаружение фрагментов тектонических покровов, образованных метаморфическими породами комплексов Западного Прибайкалья, далеко за пределами этой территории – в Забайкалье. Весь сектор, охватывающий площади, расположенные на десятки и сотни километров на восток и юг от Ольхонского региона, оказывается потенциально интересным в этом плане. Террейны типа Ольхонского и сшивающие их комплексы, сосредоточенные вдоль края Сибирского кратона, образуют единый и протяженный Прибайкальский пояс, обладающий характеристиками, отличающими его от других систем поясового типа в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса. Среди них – выдавливание нижнекоровых пород террейна в зонах максимального сжатия вблизи его границы с индентором (Сибирским кратоном), впечатляющие масштабы развития ретропокровов гельветского типа, специфическая геодинамика системы (коллизия без орогенеза). Хотелось бы обратить внимание на нецелесообразность использования в дальнейшем термина «Центрально-Азиатский орогенный пояс» (ЦАОП, или САОВ в англоязычной литературе) для огромной площади Сибири и прилегающих стран. Он употребляется давно и кажется привычным. И, пожалуй, это единственное его достоинство. Все остальное может быть объектом критики. Странно выглядит, например, когда частью этого «орогенного пояса» оказывается Прибайкальский пояс, яркой чертой которого является как раз отсутствие орогенеза. Более нейтральным было бы использование термина Центрально-Азиатский складчатый пояс. Тоже вроде бы ни о чем, но хотя бы без ошибки, которая из года в год повторяется в бесчисленных публикациях и лишь создает видимость знания.



## АЭРОКОСМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОЛЬХОНСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА (оз. БАЙКАЛ, РОССИЯ)

В.С. Федоровский<sup>1</sup>, Е.В. Скляр<sup>2</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>2</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>2</sup>,  
Т.В. Донская<sup>2</sup>, А.Б. Котов<sup>3</sup>, А.В. Лавренчук<sup>4</sup>, А.Е. Старикова<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

<sup>3</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

<sup>4</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Завершена подготовка к изданию Аэрокосмической геологической карты Ольхонского полигона в Западном Прибайкалье. Масштаб 1:40000. Вся территория полигона (около 2500 км<sup>2</sup>) закартирована с плотным использованием дистанционного аэрокосмического материала, который включает аэрофотоснимки масштабов 1:100000, 1:25000, 1:12000 и 1:5000 (Россия) и лицензионные космические мультиспектральные и панхроматические снимки с девяти спутников США, Франции и Японии. Сканеры трех спутников из этого списка обладают высоким и сверхвысоким пространственным разрешением, отвечающим масштабам 1:5000, 1:2000 и 1:1500. В сочетании с хорошей природной обнаженностью площади полигона и высоким классом дешифрируемости дистанционных материалов это позволяет составлять надежные геологические карты недостижимой прежде точности. Для расшифровки сложнейших по морфологии структурных композиций, вскрытых в современном срезе территории, это ключевой момент. Он позволяет получить реально картируемый образ структурной системы, которая по своей сложности превосходит любые самые невероятные предположения. Подготовке финальной версии геологической карты региона предшествовало издание детальных аэрокосмических карт шести опорных площадей (их масштабы 1:10000 – 1:20000), и эта работа заняла семь лет. Все карты сопровождаются легендами на русском и английском языках.

Использование дистанционного материала, попиксельно привязанного к всемирной системе координат, определило некоторые тактические моменты. Оказалось нецелесообразным использование топографических карт любых масштабов, поскольку масштабы космических снимков и аэрофотоснимков, которыми мы располагаем, в 5–15 раз превышают масштабы самых детальных топокарт. Космический материал обрабатывался в программном комплексе ENVI (компания Exelis Visual Information Solutions, Inc., США). Также использованы радарные космические 3-секундные цифровые 3D-модели рельефа, генерированные в программе GLOBAL MAPPER из базы данных миссии SRTM (спутник SHUTTLE, США). На полевых маршрутных картах – в участках с хорошей степенью обнаженности – ошибка в нанесении геологических границ не превышала  $\pm 1\text{--}5$  м. Интегрированная полевая цифровая геологическая карта региона содержит в базовом слое космические снимки со спутников WORLD VIEW-2, IKONOS-2, QUICK BIRD-2, приведенные к единому масштабу и попиксельно привязанные к глобальной трехмерной системе координат World Geodetic System 1984 (WGS 84). «Пустые» площади, не охваченные космической съемкой (их немного), закрыты аэрофотоснимками сверхкрупного масштаба (1:5000). Они не оцифрованы, но приведены к масштабу космических снимков и по контрольным точкам совмещены с ними вручную.

Финальная аэрокосмическая геологическая карта позволяет видеть результаты коллизионного взаимодействия Сибирского кратона и Ольхонского террейна в раннем палеозое. Специфика территории – в современном срезе здесь вскрыты только глубинные горизонты раннепалеозойской коры, формирование структуры которых происходило в условиях метаморфизма и активного тектонического течения. В составе террейна выделены несколько основных единиц (Крестовский, Тутайский, Тонтинский и другие субтеррейны). Они, в свою очередь, тоже представляют собой композитные системы. В их строении участвуют многочисленные микротеррейны (в том числе экзотические) и тектонические пластины покровной и сдвиговой природы.

В целом структура системы определяется как коллизионный коллаж. Исходная (доколлизийная) природа компонентов коллажа отличается большой пестротой и может быть понята в рамках моделей с использованием серьезных масштабов тектонического транспорта. Невозможность применения палеомагнитного анализа к метаморфическим породам, вместе с тем, оставляет эту проблему пока нерешаемой, но зато и открывает большие перспективы для фантазий. Бравый солдат Швейк в подобных случаях говорил: *«Пусть было, как было, — ведь как-нибудь да было! Никогда так не было, чтобы никак не было»*. Любые предположения в нашем случае – возможны. Но при одном условии: результат, который может быть получен, должен точно соответствовать геологической карте. Если этого не происходит – нет смысла терять время на геопозицию.

В строении территории участвуют несколько метаморфических комплексов различного возраста. Они весьма резко отличаются по составу пород, но так тесно переплетены в коллизийном коллаже, что трудности в картировке ожидают геолога на каждом шагу. При составлении геологической карты региона немалые трудности возникали при отработке ее легенды. Попытка объединить все знаки легенды в простую конструкцию, отвечающую возрастной последовательности (традиционный прием), оказалась неприемлемой: хаос различных обозначений лишь запутывал восприятие карты. Использованный нами способ складывался постепенно. Каркас легенды аэрокосмической геологической карты, ее рубрикация – это главные тектонические единицы коллизийного сооружения (субтеррейны, суперзоны и зоны). Именно такой прием позволяет читателю сравнительно легко ориентироваться в запутанной конструкции коллизийного коллажа. И хотя мы называем эту карту «геологической», она на самом деле носит гибридный характер и, по-существу, оказывается тектоногеологической.

Обширная информация присутствует в зарамочном поле карты. Кроме технических моментов (перечисление использованного дистанционного материала, ссылки на копирайты лицензионных космических данных, ссылки на различные научные фонды, финансировавшие исследования), здесь размещены крупномасштабные аэрофотоснимки и космические снимки некоторых ключевых площадей территории, приведены тектонические схемы региона и отдельных его частей, схемы геодинамики и метаморфизма, фотографии некоторых обнажений, структурные и геохронометрические диаграммы. В зарамочное поле карты попала лишь малая часть того материала, которым мы располагаем, но нам кажется, что и это будет полезно, поскольку геологам нечасто удается видеть, например, космические снимки масштаба 1:1500. А это удивительное по своей информативности профессиональное зрелище. Вместе с тем, не удалось избежать и недостатков. Они видны. Размер карты 210×150 см, и это слишком громоздко. При «доведении» карты до такого размера пришлось сильно уменьшать ее рабочий электронный вариант, истинный исходный масштаб которого был 1:5000. Иными словами, подготовленная к изданию карта в восемь раз меньше ее оригинала (он имеет длину 16 м), и ее окончательный масштаб равен примерно 1:40000. Ольхонский регион сильно вытянут в северо-восточном направлении и это тоже осложняющий технический момент. Для удобства восприятия карты и сохранения достаточно крупного ее масштаба пришлось, хотя и с сожалением, «отрезать» крайние куски карты с северо-востока и юго-запада.

Издание карты утверждено редколлегией Геологического института РАН (г. Москва) и Ученым советом Института земной коры Сибирского отделения РАН (г. Иркутск). Многочисленные гранты РФФИ обеспечили проведение полевых и камеральных работ, различные источники были использованы для приобретения лицензионного космического материала. Особая благодарность компании СОВЗОНД (г. Москва), дистрибьютору зарубежных владельцев космических аппаратов, оперативно выполнявших наши заявки на новую космическую съемку территории региона. Коллектив объединяет геологов из различных институтов Российской академии наук, расположенных в Москве, Иркутске, Новосибирске и Санкт-Петербурге, а также Московского госуниверситета. В этой работе всех нас объединяло любопытство и удивление тем фокусам, которые Природа подбрасывала нам практически каждый день. Авторы отчетливо сознают, вместе с тем, что и эта, весьма детальная, карта вовсе не является истиной в последней инстанции. Это лишь начало, инструмент, необходимый для проведения интересных будущих исследований.



## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

И.В. Федюкин, Н.В. Сальная

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ivan\_f88@mail.ru, natasavi@inbox.ru

В работе представлены результаты исследований пород Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса, сформировавшегося в краевой части активной континентальной окраины Сибирского континента. Контрастные вулканы мощностью более 5 км, представленные в его разрезе, подразделяются на три свиты: Унгуркуйскую,  $K_3-P_2$  (базальты, андезиты), Черноярскую,  $T_{2-3}$  (базальты, андезиты и их туфы) и Хилокскую,  $J_3$  (преимущественно базальты, пирокластические потоки и туфы).

Палеомагнитные исследования трех свит проводились для уточнения траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса (КМПП) Сибири в позднепалеозойское – мезозойское время. Изученная коллекция состоит из 250 ориентированных образцов, отобранных из 40 сайтов в долине реки Чикой (Южная Сибирь). Все образцы имеют интерпретируемый палеомагнитный сигнал.

Апробированные толщи Унгуркуйской свиты характеризуются различными углами падения (от 0 до 40°) и северо-восточным простиранием. В образцах выделена однополярная компонента естественной остаточной намагниченности (ЕОН) нормальной полярности. Рассчитанный палеомагнитный полюс лежит между раннепермскими и пермтриасовыми сибирскими полюсами, что свидетельствует в пользу позднепермского возраста ЕОН. Нормальная полярность указывает на ее формирование в период суперхрона Киама и до гиперхрона Иллаварра со смешанной полярностью, начало которого датируется 265 млн лет.

Коллекция образцов из пород Черноярской свиты была отобрана из моноклиальной структуры с северо-западным простиранием и углами падения 5–10°. Палеомагнитный полюс, рассчитанный для свиты, хорошо согласуется с позднепермским участком траектории КМПП Европы, характеристическая компонента ЕОН биполярна.

Исследованные части Хилокской свиты представлены большими субгоризонтальными вулканическими телами. Направления характеристической компоненты ЕОН для некоторых сайтов аналогичны полученным ранее для раннемеловых вулканических близлежащего района (намагниченность метахронная). Для остальных участков рассчитанные палеомагнитные полюсы хорошо коррелируют с позднеюрским сегментом траектории КМПП Европы.

Полученные палеомагнитные данные по Сибирской платформе в сопоставлении с известными определениями по Европейской платформе позволяют предположить полную консолидацию Северной Евразии к позднепермскому времени.

Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ (грант № 16-35-00555 мол\_а) и гранта Правительства Российской Федерации № 14.Z50.31.0017.



## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ: СОПОСТАВЛЕНИЕ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ТАНХОЙСКОГО ТРЕТИЧНОГО ПОЛЯ ЮЖНОГО БАЙКАЛА

А.И. Хассан<sup>1</sup>, А.А. Альхамуд<sup>1</sup>, С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>,  
Т.А. Ясныгина<sup>2</sup>, В.Л. Коломиец<sup>3</sup>, Р.Ц. Будаев<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет, abdulmonemhassan86@gmail.com

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

<sup>3</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

В работе Н.А. Логачева [1] выполнена корреляция отложений Тункинской, Байкальской и Баргузинской впадин в составе угленосной, охристой и песчаной свит. Впоследствии первые две свиты получили название танхойской и аносовской (шанхаихинской). Нами задокументирован материал двух скважин Баргузинской впадины, пройденных предприятием «Сосновгеология» в районе пос. Уро (скв. 513) и Бодон (скв. 531). В обеих скважинах выявлен отчетливый переход от сероцветных (кремовых) преимущественно озерных отложений (с прослоями бурых углей) танхойской свиты к охристым отложениям аносовской свиты. В настоящем сообщении проводится сравнительный анализ петрогенных оксидов и микроэлементов осадочных отложений этих свит в сопоставлении с осадочными отложениями танхойской свиты в стратотипической местности (Танхойское третичное поле). Определения петрогенных оксидов выполнены «мокрой химией», микроэлементов – методом ICP–MS.

В районе Уро озерные отложения танхойской свиты вскрыты в интервале 291–184 м, отложения аносовской – в интервале 184.0–12.5 м, четвертичные пески – в верхнем интервале 12.5 м. Вскрытые скважиной отложения танхойской свиты характеризуются однородным химическим составом, вышележащие отложения аносовской и песчаной свит – неоднородным.

В отложениях танхойской свиты снизу вверх по разрезу в интервале 230–184 м отношения  $Fe_2O_3/FeO$  последовательно снижаются от 2.6 до 0.7. В составе вышележащей аносовской свиты по химическому составу выделяются четыре пачки. Первая (переходная) пачка в интервале 178–184 м имеет интервал  $Fe_2O_3/FeO$  0.8–2.3. Вторая пачка имеет в основании самое высокое  $Fe_2O_3/FeO$  (7.2), снижающееся (в пределах пачки) до 3.6. Третья пачка имеет в основании наименьшее значение  $Fe_2O_3/FeO$  (1.8), повышающееся (в пределах пачки) до 6.0. Четвертая пачка характеризуется интервалом  $Fe_2O_3/FeO=2.0–6.2$ . В четвертичных песках отношение  $Fe_2O_3/FeO$  находится в интервале 3.0–3.9.

Содержания урана в осадочных отложениях танхойской свиты составляют 6–13 мкг/г ( $U/Th=0.3–0.5$ ), в отложениях первой (переходной) пачки аносовской свиты повышаются снизу вверх по разрезу до 17 мкг/г ( $U/Th$  до 1.0) и в основании второй и четвертой пачек этой свиты обнаруживаются содержания до 61 мкг/г ( $U/Th$  до 2.4). В четвертичных песках содержания урана составляют около 3 мкг/г ( $U/Th=0.24–0.33$ ). Породы танхойской свиты отчетливо отличаются однородным составом от пород аносовской свиты, обнаруживающей более широкие вариации содержаний Ba, Rb, La, Mo и отношений Ba/Zr, Ba/Sr, La/Zr, La/Yb, Rb/Sr, Sr/Fe, Sr/Cs.

Подобный переход по литологическому и химическому составу отложений танхойской и аносовской свит выявлен в скв. 531 района пос. Бодон. В этой скважине вскрыта также нижняя часть танхойской свиты, неоднородная по составу. Таким образом, танхойская и аносовская свиты надежно идентифицируются в разрезе осадочной толщи Баргузинской впадины.

На диаграммах факторного анализа петрогенных оксидов и микроэлементов фигуративные поля осадочных отложений танхойской свиты Баргузинской впадины сопоставляются с фигуративными полями разновозрастных отложений Танхойского третичного поля и в целом смещены от фигуративных полей аносовской свиты.

В целом в процессе образования рельефа и осадконакопления в Байкальской системе впадин мы различаем начальный этап отложения осадков неоднородного состава, средний этап

накопления преимущественно озерных отложений однородного состава и заключительный этап накопления отложений неоднородного состава.

[1] *Логачев Н.А.* Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР, серия геологическая. 1958. № 4. С. 18–29.



## ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА И ЗОНЫ ЕГО СОЧЛЕНЕНИЯ С ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИМ СКЛАДЧАТЫМ ПОЯСОМ: ТРАНСЕКТЫ ЗДВ И «ТЫНДА-АМУРЗЕТ»

Т.Н. Хераскова<sup>1</sup>, Д.В. Яковлев<sup>2</sup>, Н.Н. Пиманова<sup>3</sup>, О.С. Березнер<sup>4</sup>

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

<sup>2</sup> Москва, ООО «Северо-Запад», nw.yakovlev@gmail.com

<sup>3</sup> Москва, «Росгеолфонд» ВНИИ геосистем, nadja@geosys.ru

<sup>4</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, berezner@mineral.ru

Рассмотрены результаты геологической интерпретации трансекта ЗДВ на отрезке Том-мот-Сковородино и разрез вдоль профиля ГСЗ «Тында-Амурзет». Используются данные предыдущих исследований [2] и новой переобработки электропроводности. Задачами исследования являлась попытка связать данные геокартирования [1, 4] и тематических исследований последних лет с глубинным строением территории, полученным комплексом геофизических методов; проверка гипотезы о метаморфических ядрах калифорнийского типа, играющих структурообразующую роль в южной части Сибирской платформы [3].

Трансекты ЗДВ и «Тында-Амурзет» пересекают Центрально-Алданский блок Алдано-Станового щита, Селенгино-Становую гранит-зеленокаменную область, Селенгино-Становой складчатый пояс, Монголо-Охотский пояс, Аргунский микроконтинент, Северо-Хинганский орогенный пояс, Мамынский микроконтинент.

*Центрально-Алданский блок* пересечен трансектом ЗДВ в меридиональном направлении (пикеты 490–700 км). Видна общая антиформная гранитогнейсовая купольная структура блока, существенно нарушенная мезозойскими разломами. Один из них (пикет 635) пересекает в субширотном направлении Тимптонский купол и представляет собой крутопадающий сброс с опущенным примерно на 8 км северным крылом. К нему приурочено тело юрских щелочных пород. Северное и южное крылья антиформы осложнены серией надвигов южной и северной вергентности соответственно. К некоторым из них приурочены впадины юрского возраста. Возможно, именно с этим этапом надвигообразования связано формирование гранитогнейсовых куполов.

На крайнем севере (пикет 675) прослеживается крупный разлом южной вергентности, доходящий до поверхности Мохо. В северном крыле разлома, принадлежащем Тыркандинской меланжевой зоне, перекрытой осадочным R-С чехлом, в континентальной коре отсутствует слой пластического течения ультрамафитового состава, характерный для остальной части блока. В Центрально-Алданском блоке мощность континентальной коры изменяется от 50 до 45 км. В ее строении выше поверхности Мохо выделено четыре слоя, различающихся по выражению на сейсмическом разрезе и геофизическим характеристикам: 1. Область нижней коры с беспорядочно ориентированными отражениями, группирующимися в прерывистые пакеты; удельное электрическое сопротивление колеблется от 10.8 до 398 Ом·м. Это свидетельствует о значительной неоднородности состава этой зоны и о вероятном существовании отдельных очагов плавления внутри нее. Границы с ниже- и вышерасположенными слоями носят диффузный характер. Мощность нижней коры в Алданской зоне 5–8 км. 2. Области коры, гомогенизированные относительно акустических характеристик в результате процессов высокотемпературного и высокобарного метаморфизма? (гранулитовая фация?) или насыщения летучими компонентами мантии. Удельное электрическое сопротивление – 158–251 Ом·м, иногда 398 Ом·м. Мощность в Алданском блоке изменяется от 8 до 5 км. Граница со слоем 3 довольно отчетливая. 3. Области коры с четкими структурами пластического горизонтального течения материала, поступающего из подкорового слоя мантии. В волновой картине читаются лежащие складки дисгармоничного типа. В отдельных приразломных зонах видны следы прорыва этого материала.

ла сквозь более глубокие части коры. Вероятно, слой имеет ультраосновной состав и представляет собой результат мантийного диапиризма и андерплейтинга. Развит не повсеместно. Удельное электрическое сопротивление очень низкое – 0–63, редко 100 Ом·м. Мощность слоя 3 в Алданском блоке колеблется от 7.5 до 15 км. Граница со слоем 4 имеет диффузный характер, хотя прослеживается довольно отчетливо. 4. Верхняя часть континентальной коры сложена интенсивно деформированными, раздробленными и гранитизированными породами, метаморфизованными от амфиболитовой до гранулитовой фации и прорванными разновозрастными гранитами. Удельное электрическое сопротивление 631–158, редко (преимущественно в гранитах) до 63095–100000 Ом·м. Мощность слоя на севере достигает 35 км, затем сокращается до 20 км в ядре Тимптонского купола, а затем снова возрастает до 30 км. В волновой картине прослеживаются отдельные сейсмические горизонты, свидетельствующие об интенсивной дислоцированности образований этого слоя. Отчетливо видны тектонические нарушения, особенно мезозойского возраста. В этом слое удастся проследить отдельные толщи в объеме серий, выявленные при геологическом картировании рассматриваемой территории. Границы между сериями тектонические.

Алданскую гранулит-гнейсовую область от расположенной южнее Становой гранит-зеленокаменной области отделяет Становой разлом, вероятно, являющийся продолжением Селенгино-Витимской сдвиговой зоны [3]. Предполагается, что при закрытии Центрально-Азиатского палеоокеана вдоль него происходили сдвиговые смещения. В мезозое складчатые сооружения Становой гранит-зеленокаменной области были надвинуты на Алданскую зону. В результате серия чешуйчатых надвигов северной vergentности перекрыла Становой разлом. На профиле 3ДВ видно срезание на глубине около 500 м (пикет 350 км) крутопадающего в северных румбах Станового разлома серией пологих надвигов и связанных с ними мульдами юрских и нижнемеловых отложений. В результате в современной структуре над зоной Станового разлома наблюдается широкая полоса тектонического смещения мелких блоков и чешуй разновозрастных метаморфитов, бластомилонитов и диафоритов.

*Становая гранит-зеленокаменная область* в волновой картине 3ДВ имеет структуру гранитогнейсового купола, осложненную сдвиго-надвигами растяжения и утоненным в связи с этим до 15 км слоем 4. Слой 3 при этом увеличен местами до 28 км. В слое 3 проявлены две фазы андерплейтинга, имеющие разное строение. Для первой фазы характерны лежащие дисгармоничные складки, как и в Центрально-Алданском блоке. Образования второй фазы занимают секущее положение по отношению к первой фазе. Здесь структуры указывают на выдавливание материала снизу вверх. Первый этап андерплейтинга, предположительно, связан с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана, второй – с юрско-меловым процессом растяжения коры и рифтогенезом. Слой 2 в этой зоне отсутствует. Слой 1 отличается прерывистостью развития.

*Центрально-Азиатский складчатый пояс* подразделен на ряд зон, различающихся возрастом складчатости и этапами активизации. Монголо-Охотский герцинский пояс разделяет эту структуру на два сегмента – северный Селенга-Становой и южный – Северо-Хинганский. *Селенга-Становой пояс* на 3ДВ представлен небольшим интервалом его восточного выклинивания (пикеты 45–120 км). Здесь видны преимущественно результаты мезозойской структурной переработки каледонид разломами, секущими Джелтулакский разлом. Общая структура слоя 4 близка гранитогнейсовому куполу, комплементарному юрским впадинам, расположенным южнее. Мощность слоя 4 изменяется от 15 до 22 км. Электропроводность изменяется от 1000 до 63000 Ом·м. Слой 3, видимо, принадлежит первой фазе андерплейтинга. Его мощность – 17–25 км. Электропроводность – 25.1–158 Ом·м. Слой 2 здесь, как и в Становой зоне, отсутствует. Слой 1 имеет непрерывное развитие. Мощность примерно 12 км. Электропроводность 10–398 Ом·м.

*Монголо-Охотский складчатый пояс* (пикеты 15–50 км на 3ДВ) находится в аллохтонном залегании и выклинивается на глубине около 21 км из-за интенсивного сжатия при закрытии Монголо-Охотского палеоокеана. Структурные комплексы пояса надвинуты преимущественно на расположенный южнее Аргуно-Мамынский массив. В приповерхностной структуре наблюдается надвигание по одной из ветвей Северо-Тукурингского разлома и на Селенгино-Становую область, произошедшее, вероятно, уже в более позднее время при рифтогенезе в позднеюрско-раннемеловое время. Структура пояса имеет общее антиклинальное строение южной vergentности. Ядро структуры сложено офиолитами. Структурно выше залегают интенсивно деформированные и меланжированные палеозойские образования.



Территория, расположенная южнее Южно-Тукурингского разлома и на южном берегу р. Амур, относится к южному сегменту Центрально-Азиатского пояса. Здесь распространены ряд блоков метаморфических пород [4]. Они прорваны гранитоидами Pz1 и Mz возраста. На профилях ЗДВ и «Гында-Амурзет» в Гонжинском блоке выделен метаморфический фундамент, который перекрыт серией тектонических покровов и надвигов южной вергентности. В строении фундамента выделяются слои 1, 2 и 4. Слой 3 отсутствует. Наблюдается гравитационная аномалия до  $-5$  МГал, имеющая южное падение под углом  $60^\circ$ . Вероятной ее причиной является проникновение в кору массива мантийных флюидов в связи с позднеюрско-меловым рифтогенезом. Деформированные позднерифейско-нижнепалеозойские образования залегают структурно выше близких по возрасту метаморфитов в виде останцов тектонических покровов, сохранившихся в окраинных и приразломных прогибах, наиболее крупным из которых является Большехинганский. Фрагментарно представлены раннепалеозойские офиолиты и вулканиты, а также глаукофановые сланцы. Осадочные чехлы на этой территории начали формироваться только с начала ордовика после завершения салаирской складчатости.

- [1] *Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий*. Масштаб 1: 2500000 / Ред. Л.И. Красный, Пэн Юньбяо. СПб., 1996.
- [2] Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А. и др. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сквородино–Томмот // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1583–1599.
- [3] Мазукабзов А.М., Склярёв Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.В. Комплексы метаморфических ядер Центральной Азии и их природа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 134–139.
- [4] *Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов*. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.



## ГЕОХРОНОЛОГИЯ (НОВЫЕ ДАННЫЕ) И ГЕОДИНАМИКА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

А.А. Цыганков<sup>1,2,3</sup>, В.Б. Хубанов<sup>1,2</sup>, Г.Н. Бурмакина<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, tsygan@gin.bscnet.ru

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Бурятский государственный университет

<sup>3</sup> Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Время формирования Ангаро-Витимского гранитоидного батолита (АВБ) – одного из крупнейших на земле, имеет ключевое значение для понимания истории геологического развития Саяно-Байкальской складчатой области в позднем палеозое. Не менее важен и петрологический аспект этой проблемы, суть которого заключается в выяснении условий и механизмов образования гигантского объема коровых гранитоидных расплавов в относительно короткий промежуток времени. При этом общее понимание того, что АВБ сформировался в позднем палеозое, а не протерозое или раннем палеозое, как считалось ранее, можно считать достигнутым, однако продолжительность этого временного интервала остается предметом дискуссий.

Позднепалеозойский возраст АВБ обоснован несколькими десятками датировок цирконов, выполненных разными модификациями U-Pb метода и в разных лабораториях России и зарубежья. Значительная часть полученных значений изотопного возраста укладывается в интервал 300–280 млн лет, однако, есть немало датировок, указывающих на более раннее начало массового гранитообразования – примерно с 325 млн лет назад. Кроме того, современными изотопными методами не исследована северная часть батолита, поэтому экстраполяция имеющихся данных на этот обширный регион также требует проверки.

С целью разрешения указанных вопросов нами выполнена серия новых определений изотопного U-Pb возраста цирконов из гранитоидов северо-восточного побережья оз. Байкал, а также из северной краевой части АВБ (левобережье р. Витим южнее г. Бодайбо).

Для изотопного датирования была отобрана серия проб разнотипных гранитоидов, включая гнейсовидные биотитовые граниты с фрагментами метаморфического субстрата, массивные однородные биотитовые граниты, порфириовидные кварцевые сиениты и кварцевые монцониты, дайки мелкозернистых гранитов, секущие гнейсовидные разности и кварцевые монцониты. На основании данных по центральной части Западно-Забайкальского магматического ареала [1] перечисленные разновидности гранитоидов могут быть параллелизованы с баргузинским, чивыркуйским и зазинским интрузивными комплексами. Пробы отобраны вдоль северо-восточного побережья оз. Байкал (от Чивыркуйского залива до губы Аяя) и из северной части батолита южнее г. Бодайбо. Кроме того, получены данные по гранитам, развитым в северо-западном борту Баргузинской впадины. Все определения выполнены U-Pb методом по цирконам (LA-ICP-MS) по методике, детально охарактеризованной в [2]. Для гнейсовидных гранитов баргузинского комплекса получены возрасты в диапазоне 312–303 млн лет, для чивыркуйских кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов – 305–288 млн лет, для зазинских гранитов, представленных небольшими дайками – 300–276 млн лет.

Таким образом, новые определения практически полностью «ложатся» во временные интервалы формирования рассматриваемых комплексов, установленные на основании данных по центральной части Ангаро-Витимского батолита [1, 3, 4].

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья дискуссионна. Обсуждаются несколько возможных моделей: плюмовая [5], модель активной континентальной окраины [6], постколлизийная модель [1, 4]. Кроме того, следует отметить модель деламинации коры коллизийного орогена [7]. Каждая из этих моделей имеет как достоинства, так и слабые места, однако в целом следует признать, что вопрос позднепалеозой-

ской геодинамики Забайкалья может быть решен лишь с привлечением данных, «независимых» от собственно гранитоидов.

Модель позднепалеозойской активной континентальной окраины пользуется достаточно широкой поддержкой. Тем не менее, целый ряд фактов плохо согласуется с этими представлениями. Позднепалеозойский магматизм Забайкалья имеет ареальный, а не линейный, как в АКО, характер; гранодиориты, тоналиты и плагиограниты среди позднепалеозойских образований отсутствуют или имеют крайне ограниченное распространение; практически нет андезитовых (в широком смысле) вулканогенных образований соответствующего возраста, тогда как кембрийские карбонатные и девон-раннекаменноугольные терригенные отложения местами сохранились.

Согласно [1, 4] предполагается, что формирование АВБ происходило в постколлизийный этап развития Байкальской складчатой области. При этом под «постколлизийным» понимается период после завершения коллизийных процессов и сопутствующего высокотемпературного метаморфизма в условиях значительных горизонтальных перемещений террейнов вдоль крупных сдвиговых зон (mega-shear zones) [8], что предшествует переходу к типично внутриплитному режиму. Очевидно, что предлагаемая модель имеет право на жизнь лишь в том случае, если будут получены надежные свидетельства коллизийных событий, непосредственно предшествующих гранитообразованию. Такие данные появились в последние годы, однако свидетельств крупных сдвиговых перемещений, способных обеспечить декомпрессионное плавление, пока не обнаружено.

В основе деламинационной модели также лежит предположение о масштабных коллизийных процессах (герцинская орогения), непосредственно предшествовавших массовому гранитообразованию, что, как отмечалось, пока не имеет надежного обоснования.

Плюмовая модель гранитообразования, вероятно, наиболее обоснована. Одним из надежных магматических индикаторов «плюмовой» геодинамики являются породы базитового и щелочно-базитового ряда, геологические и геохронологические данные по которым [9–11] указывают на их синхронность с процессами гранитообразования.

Учитывая все *pro* и *contra* можно предположить, что специфика позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья определялась пространственно-временным совмещением низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. На раннем этапе магматизма, при формировании баргузинских гранитов, мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы относительно разогретой (в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций) коры. «Горячая» пластичная кора была трудно проницаема для мантийных магм, поэтому на первом этапе доминировал кондуктивный теплоперенос, что согласуется с широким развитием автохтонных гранитов (порядка 20 % баргузинского комплекса) и отсутствием «мантийных меток» в аллохтонных разностях.

Смещение мантийных базитовых и коровых салических магм на разных гипсометрических уровнях ознаменовало переход от коровых гранитов к смешанным – мантийно-коровым, включающим все (вероятно, кроме щелочных гранитов) постбаргузинские комплексы. Таким образом, позднепалеозойский магматизм Забайкалья по своему месту в геологической истории является посторогенным (постколлизийным), но инициирован и развивался под воздействием мантийного плюма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 15-17-10010).

- [1] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- [2] Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.
- [3] Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 197–227.
- [4] Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkali-saline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.
- [5] Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая

- позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 451–466.
- [6] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.* Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 79–97.
- [7] *Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В.* Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 2000–2001 гг. / Ред. Д.В. Рундквист. М., 2003. С. 185–199.
- [8] *Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R.* Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 1–28.
- [9] *Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепёхина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удорткина О.В.* Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb (SHRIMP-II, LA-ICP-MS) и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 1. С. 1005–1027.
- [10] *Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А.* Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцевосиенитовый массив): состав, петрогенезис // *Петрология*. 2013. Т. 21, № 3. С. 309–334.
- [11] *Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А.* U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // *ДАН*. 2012. Т. 443, № 1. С. 73–77.



## ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МАЛОГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Е.Н. Черных<sup>1</sup>, А.А. Добрынина<sup>1,2</sup>, А.В. Саньков<sup>1</sup>, А.Н. Шагун<sup>1</sup>,  
С.А. Борняков<sup>1</sup>, В.А. Саньков<sup>1,3</sup>

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

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru

<sup>3</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет, sankov@crust.irk.ru

Микросейсмические волны (микросейсм, сейсмические шумы) наблюдаются на поверхности Земли в каждой ее точке, их происхождение связано как с внешними (прибойные эффекты, ветер, деятельность человека), так и с внутренними источниками. Микросейсмическое поле (МСП) представлено интерференцией сейсмических волн различных типов, распространяющихся в виде отдельных цугов конечной длительности, при этом содержание каждого типа волн, их амплитуды, начальные фазы или длительность этих цугов заранее неизвестны. Такая двойственность МСП является причиной разделения подходов при использовании микросейсм в качестве зондирующего сигнала на две группы: «дисперсионные» методы, базирующиеся на детерминированных свойствах микросейсмических волн, и «статистические» методы, основанные на их статистических параметрах. Недостатки «дисперсионного» подхода аналогичны недостаткам классической сейсморазведки и сводятся к трудностям идентификации скоростной неоднородности без достаточного пробега волны в ней. Вторая группа способов менее объективна, чем первая, что связано с необходимостью принятия при интерпретации ряда допущений относительно природы источников микросейсм и их спектральных свойств, преобладающего типа волн в микросейсмическом сигнале и пр.

В представленной работе используются два «статистических» подхода к изучению строения среды: метод спектральных отношений Накамуры (Н/V-отношения) [1] и метод микросейсмического зондирования (ММЗ) [2]. При моделировании поверхностных волн Рэля вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей [3] показано, что на поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды уменьшаются (отношение Н/V увеличивается), а над низкоскоростными – возрастают (отношение Н/V уменьшается). Частоты  $f$  экстремумов кривой Н/V связаны с глубиной  $H$  и соответствующей скоростью фундаментальной моды волны Рэля  $V_R(f)$  соотношением:  $H \approx 0.4 \cdot V_R(f) / f$ . Так как для региона нет определений дисперсионной кривой для периодов от 0.05 до 2.00 с, то скоростной разрез оценивался нами путем сопоставления наблюдаемых и теоретических кривых Н/V-отношений.

В качестве предмета исследования были выбраны три разных типа геологических объектов: кимберлитовые трубки (на примере Байтахской аномалии), осадочное заполнение кайнозойских впадин (Тункинская, Торская и Быстринская впадины Байкальской рифтовой системы) и зоны активных рифтообразующих разломов (Тункинский и Приморский разломы). Для проведения измерений применялся комплект аппаратуры, состоящий из регистраторов «Байкал-7HR» и сейсмометров СМЕ-4211.

В ходе полевых работ на площадке Байтахской аномалии замеры МСП проводились вдоль параллельных профилей северо-западной ориентации с шагом между пунктами замеров 50–100 м. Дистанция между профилями – 100–200 м, длина профилей составляла от 500 до 800 м. При проведении измерений одна из станций использовалась как опорная и оставалась на месте, время регистрации микросейсмических колебаний передвижными станциями составляло от 2 до 7 ч. В ММЗ при обработке необходимо добиться статистически устойчивых во времени данных, подтверждающих преобладание рэлеевских волн над волнами другого типа. На первом этапе обработки производилась отбраковка данных по волновым формам и спектрам записей микросейсм. Далее выполнялось построение обобщенных спектров и рассматривалась каждая частота в указанном диапазоне в отдельности. При обработке данных был рассмотрен диапазон

0.5–50.0 Гц. Для обработки сигналов и построения разрезов использовалась программа «GEOPSY» [4]. По результатам были построены продольные и поперечные профили через Байтахскую площадку по методам  $H/V$ -отношений и ММЗ. Обоими методами на профилях хорошо выделяется корневая, диатремовая, переходная и кратерная зоны. Мощность дайки варьируется в пределах 100–120 м. Дайка прослеживается до глубины ~1500 м. Можно отметить раздувы дайки в интервале глубин 300–800 м. Подобные раздувы характерны для даек корневых зон кимберлитовых тел. Полученные данные о положении кимберлитовой трубки хорошо согласуются с данными бурения.

При изучении внутреннего строения рифтовых впадин и зон активных разломов измерения МСП проводились на длинных профилях, пересекающих впадины, а также на профилях, ориентированных поперек простирания зон разломов. Время регистрации МСП в каждом пункте составляло 30 мин и более. Кривые  $H/V$ -отношений строились для частотного диапазона от 0.5 до 20.0 Гц. Так как для исследуемого региона нет определений дисперсионной кривой для периодов от 0.05 до 2 с, скоростной разрез оценивался путем сопоставления наблюдаемых и теоретических кривых  $H/V$ -отношений.

Глубинный разрез Тункинской впадины исследовался по широтному профилю в районе д. Никольское. Глубина залегания фундамента здесь составляет около 1 км, что совпадает с данными бурения. В разрезе осадков впадины выделяются три сеймопачки – верхняя, соответствующая четвертичным неконсолидированным отложениям, средняя, которую можно сопоставить с вулканогенно-осадочной толщей плиоцена, и нижняя, более высокоскоростная пачка, соответствующая, по-видимому, миоценовым осадочным и вулканогенно-осадочным породам с типичными для них прослоями базальтов.

Разрез через Торскую впадину характеризуется переменной мощностью осадочного заполнения впадины. Вблизи южного борта фундамент находится на глубине 600 м, углубляясь к центральной части до 1000 м. Далее к северу его поверхность поднимается до глубины 400 м, образуя выступ, затем снова погружается до 800 м вблизи бортовых структур Тункинского разлома. Следует отметить, что, по данным гравиметрических исследований, мощность осадков во впадине оценивалась в 600 м [5]. Широкая зона Торского сегмента Тункинского разлома представлена серией крутопадающих разломов, некоторые из них на графике скоростей выражены пологими ступенчатыми кривыми. В разрезе осадков впадины представлены три пачки, которые по аналогии с Тункинской впадиной могут быть отнесены к четвертичным рыхлым отложениям, плиоценовым и миоценовым слаболитифицированным толщам. В северном борту Торской впадины в районе д. Тибельти наблюдается ступенчатое опускание фундамента по разломам. Максимальная глубина залегания фундамента в опущенном крыле достигает 1200 м. В осадочном разрезе выделяются три сеймопачки – маломощная верхняя, соответствующая известным здесь неконсолидированным четвертичным осадкам, средняя, которая по своим характеристикам соответствует верхнеэоценовым отложениям Тункинской впадины, и нижняя, соответствующая нижнеэоценовым отложениям. Кривая распределения скоростей поверхностных волн по глубине для станции, расположенной непосредственно в зоне разлома, имеет характерную ступенчатую форму, что соответствует постепенному нарастанию скорости с глубиной в зоне деструкции.

В верхней части осадочного разреза на северо-восточном борту Быстринской впадины выделяется пачка неконсолидированных четвертичных осадков, ниже которых залегает толща с характерными для верхнеэоценовых отложений скоростными параметрами. Поверхность фундамента в долине р. Большая Быстрая находится на глубине 750 м. Разломы, выраженные на профиле, имеют крутое падение.

В зоне Приморского разлома были пройдены профили в районах мыса Зундук и залива Кыргалтей. На Зундукском профиле Приморский разлом проявлен в виде уступа в осадках и в фундаменте. В верхней части разреза разлом выражен погружающейся на юго-восток и сужающейся книзу зоной пониженной плотности, что связано с высокой раздробленностью среды. Последнее подтверждается результатами геологических наблюдений в зоне Приморского разлома. Зундукская сейсмодислокация приурочена к субвертикальной ветви этой зоны. В рельефе она выражена уступом, проявившимся как на коренном склоне, так и в конусах выноса долин временных водотоков.

Кыргалтейский полуграбен приурочен к сбросу северо-восточного простирания, являющемуся опережающей структурой Приморского разлома. Зона разлома наследует юго-восточное падение толщи гнейсов и бластомилонитов. Мощность осадков максимальна у северо-запад-

ного борта впадины. С юго-востока выделяется еще один параллельный главному падающий на юго-восток разлом, выраженный в разрезе уменьшением плотностных свойств. Он также наследует гнейсовидность пород фундамента. В рельефе вдоль зоны этого разлома прослеживаются голоценовые рвы и уступы. Сейсмогенная активизация локального разлома определила высокую раздробленность и пустотность соответствующего участка разреза, что отразилось на микросейсмическом профиле в виде зоны пониженных H/V-отношений.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что методы спектральных H/V-отношений и ММЗ являются эффективным и экономичным инструментом изучения строения и структуры малоглубинных геологических объектов разного типа.

- [1] Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports. 1989. V. 30. P. 25–33.
- [2] Горбатилов А.В., Ларин И.В., Моисеев Е.И., Беляшов А.В. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения погребенной трубки взрыва // ДАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 526–530.
- [3] Горбатилов А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96–112.
- [4] *Geophysical signal database for noise array processing*. Copyright 2002–2011 by Marc Wathelet (marc@geopsy.org).
- [5] Зорин Ю.А. Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1977. С. 36–41.



## ТЕСТИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ГИПОТЕЗЫ ДВИЖУЩЕЙСЯ ЛИТОСФЕРЫ: СМЕНА ИСТОЧНИКОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>, С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, Йи-минь Сунь<sup>3</sup>, Чэнь Янг<sup>3</sup>,  
Чжэньхуа Сие<sup>3</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>3</sup>, Т.А. Чикишева<sup>1,2</sup>

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

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

<sup>3</sup> Удаляньчи, Китай, Институт вулканов и минеральных источников Хэйлунцзянской Академии наук

В новейшей геодинамике Азии, во временном интервале последних 90 млн лет, предполагается ведущая роль юго-юго-восточного движения литосферы (реконструкции [3] с использованием моделей сейсмической томографии [1, 4]). Согласно этой гипотезе, расплавные аномалии распределялись вдоль Японско-Байкальского геодинамического коридора, в котором астеносфера была динамически связана с фронтальной частью лопасти активного Тихоокеанского слэба, ограниченной с юга кососубдуцирующей Хонсю-Корейской флексурой и с северо-востока – прямосубдуцирующей Хоккайдо-Амурской флексурой. По отношению к Тихоокеанской слэбовой лопасти, в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре различаются три новейших расплавных региона: 1) дальний, Байкало-Монгольский, соответствующий позднекайнозойской Байкальской рифтовой системе с сопредельными территориями, 2) средний, Ханнуоба-Хэйлуцзянский, объединяющий вулканические поля Северного, Северо-Восточного Китая и сопредельной Восточной Монголии, и 3) ближний, Танлу-Приморский, включающий вулканические поля территории Китая в зоне разлома Танлу севернее залива Бохай и части материка восточнее этого разлома до Южного Приморья России. Гипотеза движущейся литосферы [3] основывалась на данных по дальнему расплавному региону. В настоящем сообщении эта гипотеза тестируется на материалах среднего и ближнего расплавных регионов.

В дальнем (Байкало-Монгольском) расплавленном регионе мантийная динамика определялась возникновением астеносферных потоков в первичных расплавных аномалиях переходного слоя – Гобийской, Байкальской и Северо-Забайкальской, образовавшихся в начале новейшего геодинамического этапа под литосферой, смещавшейся на восток-юго-восток. Гобийская и Байкальская расплавные аномалии переходного слоя располагались в секторе динамического взаимодействия подлитосферной мантии Центральной Азии с кососубдуцирующей Хонсю-Корейской слэбовой флексурой, образование которой не привело к движениям переходного слоя мантии дальнего расплавленного региона, а было ограничено движениями в вышележащей астеносфере. Северо-Забайкальская расплавная аномалия переходного слоя была нарушена в связи с позднекайнозойским погружением в переходный слой мантии прямосубдуцирующей Хоккайдо-Амурской флексуры Тихоокеанского слэба. Ранне-среднемиоценовая структурная перестройка на границе Восточной Азии с плитами Тихого океана привела к образованию вторичных верхнемантийных расплавных аномалий.

При очевидной связи расплавных аномалий дальнего Байкало-Монгольского региона с движениями на межплитной границе Тихоокеанской плиты и Азии расшифровка подлитосферной динамики первичных и вторичных расплавных аномалий среднего и ближнего регионов Восточной Азии затруднена из-за нарушения первичных расплавных аномалий позднекайнозойским складированием океанического слэбового материала в переходный слой под этой территорией. Расплавные аномалии подлитосферной мантии и литосферы континентальной окраины Восточной Азии регистрируются только по низкоскоростным аномалиям верхней мантии и коры.

В ближнем (Танлу-Приморском) расплавленном регионе ключевое значение имеют Шкотовское и Шуфанское вулканические поля Приморья, активные в интервале 15–3 млн лет назад. Эти поля были производными Амурской низкоскоростной аномалии, расположенной в север-



ной части провинции Хэйлунцзян Китая (глубина 200–250 км, координаты: 45° с.ш., 130° в.д., район города Муданьцзян), и смещены движущейся литосферой на 300 км относительно центра аномалии. Оценка средней скорости смещения этих полей (2 см год<sup>-1</sup>) совпадает с оценкой смещения Витимского вулканического поля относительно центра Северо-Байкальской низкоскоростной аномалии в дальнем расплавленном регионе Японско-Байкальского геодинамического коридора. И Амурская, и Северо-Байкальская расплавленные аномалии несколько смещены к Хоккайдо-Амурской флекуре относительно осевой линии сектора слэбовой лопасти. Учитывая северо-восточное смещение верхнемантийной (250–300 км) Северо-Байкальской аномалии относительно Байкальской аномалии переходного слоя в результате раннесреднемиоценовой межплитной структурной перестройки, можно предположить такое же смещение Амурской аномалии относительно гипотетической аномалии переходного слоя, которая могла существовать до субдукции Тихоокеанского слэба, начавшейся около 18 млн лет назад [2]. Амурская верхнемантийная аномалия могла получить развитие от первичной аномалии переходного слоя, которая к настоящему времени должна была располагаться под вулканическим центром Чангбай. В модели сейсмической томографии [5] Чангбайская низкоскоростная аномалия «срезана» слэбом, залегающим горизонтально в переходном слое. Рассредоточенный вулканизм временного интервала 15–3 млн лет назад отразил активные процессы в верхней мантии вдоль 300-километровой северо-северо-восточной полосы континентальной окраины.

В среднем (Ханнуоба-Хэйлуцзянском) расплавленном регионе в плавление вовлекался верхнемантийный материал в виде кругового сегмента, обращенного выпуклой стороной от Тихоокеанской слэбовой лопасти на запад. Хорда сегмента протягивается на 1100 км от поля Тайханг (провинция Ханнуоба) на юго-юго-западе до поля Нуоминхе (провинция Хэйлуцзян) на северо-северо-востоке. Эта линия ограничивает территорию западнее Главной гравитационной ступени восточной континентальной окраины Азии, известной на территории Китая под названием Субмеридионального гравитационного линеамента (по Х.Й. Ма) или Гравитационного линеамента Большого Хингана-Тайханга (Daxinganlin-Taihang Gravity Lineament) (по другим авторам). Максимальная ширина средней части расплавленного сегмента достигает 400 км. Вулканизм проявился здесь в начале новейшего геодинамического этапа, около 90 млн лет назад, и возобновлялся в интервале 33–17 млн лет назад и в последние 10 млн лет. Наиболее резко выраженная Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия (глубина 250 км) находится в осевой части сегмента под вулканическим полем Дариганга и вытянута в направлении с юго-юго-запада на северо-северо-восток. В модели движущейся литосферы предполагается, что эта низкоскоростная аномалия пространственно соответствует залеченной на уровне переходного слоя Дариганской первичной расплавленной аномалии. Главная гравитационная ступень восточной континентальной окраины Азии первоначально располагалась над западным краем стагнирующего слэба Кула-Изанаги, зафиксированным Дариганской расплавленной аномалией, и к настоящему времени смещена относительно ее в результате движения литосферы приблизительно на 300–400 км.

Дальний расплавленный регион имеет вид галочки (√), правая ветвь которой образовалась в результате эволюции первичных расплавленных аномалий переходного слоя (Гобийской, Байкальской и Северо-Забайкальской), а левая ветвь явилась следствием перестройки Гобийской и Байкальской аномалий; Гобийская аномалия дала вторичную верхнемантийную Хангайскую аномалию подлитосферным потоком Куэтта, вызванным Индо-Азиатским взаимодействием, в то время как Байкальская аномалия продуцировала вторичную расплавленную аномалию в верхней мантии Восточного Саяна вследствие эффекта волочения обратного подлитосферного потока по утолщенному килу Сибирского кратона. Расплавленные аномалии Восточной Азии продуцировались под активной континентальной окраиной. Ближний расплавленный регион выражен перевернутой галочкой (∩), левая ветвь которой отражала эволюцию расплавленных аномалий над передовым краем слэбовой лопасти, а правая явилась следствием несбалансированного движения слэбовых флексур – более активной прямосубдуцирующей Хонсю-Корейской и менее активной кососубдуцирующей Хоккайдо-Амурской. Сегментная форма среднего расплавленного региона объясняется осевым усилением воздействия слэбовой лопасти в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре относительно его краевых частей.

Гобийская и Байкальская первичные аномалии дальнего расплавленного региона имели слабую динамическую активность в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре и были преобразованы в процессе ранне- и среднемиоценовой перестройки в слабые верхнемантийные расплавленные аномалии, способные продуцировать вулканизм только в начале вулканического

следа. Развитию малоглубинных расплавных аномалий Саяно-Монгольского домена способствовали дополнительные эффекты, вызванные Индо-Азиатским взаимодействием и «завихрением» обратного астеносферного потока под движущимся литосферным килем Сибирского кратона. Расплавные аномалии ближнего региона отличались более высокой динамической активностью, обусловившей распространение вулканических шлейфов, создававшихся над верхнемантийными низкоскоростными аномалиями от начального до конечного пункта движения литосферы. Сегментная специфика средней области свидетельствует о проявлении максимальной активности глубинных процессов в осевой части Японско-Байкальского коридора (со слабым смещением к югу), трассированной вулканическими полями на всем протяжении восток-юго-восточного смещения литосферы над Восточно-Монгольской верхнемантийной аномалией. На концах сегмента вулканическая активность полей Нуоуминхе и Тайханг выражена только вблизи Главной гравитационной ступени и при движении литосферы не трассировалась.

В расплавных регионах Японско-Байкальского геодинамического коридора определены контрастные источники с Nd–Sr-изотопными характеристиками обедненной и обогащенной мантии (относительно валового состава Земли). Общий компонент обогащенной мантии Восточной Азии ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7052$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.5$ ) рассматривается как результат гомогенизации материала, представленного в малоглубинных подлитосферных расплавных аномалиях. Источники с характеристиками  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}<0.7052$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}>17.5$  относятся к низкоскоростным аномалиям нижней части верхней мантии, а источники с характеристиками  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}<0.7052$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}<17.5$  – к низкоскоростным аномалиям, затрагивающим нижнюю часть континентальной литосферы. Активность источников границы литосферы–астеносферы и глубинной части верхней мантии частично совмещалась в пространстве и времени (например, в миоцене на полях Ханнуоба и Халаха) и частично обособливалась (например, в квартере на поле Удаляньчи). Расчетами в Rb–Sr-изотопной системе получена оценка времени формирования обогащенного источника на границе литосферы и астеносферы под полем Удаляньчи около 98 млн лет назад. Эта оценка соответствует началу новейшего геодинамического этапа.

Источник северного дистального четвертичного поля Нуоуминхе среднего расплавного региона находился в нижней части литосферы и подстилающей малоглубинной конвектирующей мантии. Ближе к центральной части сегмента, в районе поля Халаха, вулканизм развивался в два этапа: 1) 10.5–8.0 млн лет назад и 2) <2 млн лет назад. На первом этапе вулканическая деятельность проявилась только на вулканическом поле Халаха, на втором – в западной (монгольской) части этого поля, а также на полях Учагоу (Китай) и Пограничное (Монголия). На первом этапе в восточной (китайской) части поля Халаха извергались выплавки из обедненного глубинного верхнемантийного источника, а в западной части этого же поля – выплавки из обогащенного гранулитового источника нижней части коры. На втором этапе в западной (монгольской) части поля Халаха сначала извергся материал малоглубинной подлитосферной конвектирующей мантии, затем – материал смещения этого компонента с материалом обогащенного гранулитового источника нижней части коры. На поле Учагоу извергались выплавки из литосферной мантии, подобные выплавкам поля Нуоуминхе, тогда как на поле Пограничном (ближе к полю Дариганга) извергались выплавки глубинного верхнемантийного источника. Из-за смещения литосферы со скоростью 2–3 см·год<sup>-1</sup> расплавная аномалия глубокой части верхней мантии, проявившаяся около 10 млн лет назад в извержениях на поле Халаха, в последние 2 млн лет оказалась в 250 км к западу-северо-западу под вулканическим полем Буйр-Нур. Следовательно, в осевой части среднего (сегментного) региона Японско-Байкальского геодинамического коридора динамика расплавных аномалий была подобна динамике сильных расплавных аномалий ближнего региона, а динамика его дистальной части – динамике слабых расплавных аномалий дальнего региона.

Мы приходим к заключению о согласованности пространственно-временной смены источников в ближнем и среднем расплавных регионах Японско-Байкальского геодинамического коридора с моделью эволюции расплавных аномалий под движущейся литосферой, первоначально обоснованной для дальнего расплавного региона [3].

Изучение расплавных аномалий Азии проводилось частично в рамках работ Китайско-Российского исследовательского центра Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде.

[1] Кожевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А. Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 10. С. 1564–1575.

- [2] *Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С.* Мантийные источники кайнозойских вулканических пород Восточной Азии: производные слэбов, подлитосферной конвекции и литосферы // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 5. С. 47–65.
- [3] *Rasskazov S.V., Chuvashova I.S.* The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // *Geoscience Frontiers*. 2016. doi:10.1016/j.gsf.2016.06.009.
- [4] *Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M.* 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2003. V. 138. P. 263–278. doi:10.1016/S0031-9201(03)00154-7.
- [5] *Zhao Dapeng, Tian You, Lei Jianshe, Liu Lucy, Zheng Sihua.* Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2009. V. 173. P. 197–206.



## КОНГЛОМЕРАТЫ КЕБЕКТИНСКОЙ СЕРИИ – ПРОЛЮВИЙ ИЛИ МОРЕНА? «ВЕСТИ С ПОЛЕЙ»

А.В. Шацилло<sup>1</sup>, И.В. Федюкин<sup>1</sup>, Д.В. Рудько<sup>1,2</sup>, И.В. Латышева<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

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

<sup>3</sup> Москва, Геологический институт РАН

Неметаморфизованные эпиконтинентальные отложения кебектинской серии распространены в междуречье рек Чара и Олекма на западном склоне Алданского щита, где выполняют грабеноподобные структуры среди пород кристаллического фундамента Сибири. Положение кебектинской серии в разрезе докембрия региона спорно. Согласно имеющимся представлениям, ее коррелируют либо с кеменской серией Удоканского прогиба, либо с пурпольской свитой тепторгинской серии Байкало-Патомского региона, четкая возрастная позиция и соотношения которых также неизвестны. В основании разреза кебектинской серии (общей мощностью около 1 км) описана толща конгломерато-брекчий, интерпретированных в рамках легенды к Государственной геологической карте 1:1000000, в т.ч. как фангломераты, т.е. отложения временных потоков. Анализ имеющихся литературных данных по составу и строению базальных горизонтов кебектинской серии позволил нам сделать предположение о гляциальной природе этих отложений. В докладе будут представлены результаты полевых исследований, направленных на выяснение генезиса кебектинских конгломератов.

Исследования выполняются при финансовой поддержке Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017).



## ПЕТРОЛОГИЯ ГАББРОИДНОГО МАССИВА ЦАХИРИН (ОЗЕРНАЯ ЗОНА, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

Я.Ю. Шелепов, Р.А. Шелепаев, А.В. Вишнеvский

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
shelepov@igm.nsc.ru; rshel@igm.nsc.ru; vishnevsky@igm.nsc.ru  
Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Габброидный массив Цахирин находится в Озерной зоне Западной Монголии, в южной части хребта Алтан-Хухийн-Нуру, в 60 км к северо-востоку от г. Кобдо. В геологическом плане он располагается в Алтан-Хухийском террейне, представляющем собой фрагмент древних океанических островов, вблизи от зоны крупного субмеридионального Цаган-Шибетинского разлома [6]. Массив находится среди интрузий многофазных щелочных гранитов и нордмаркитов девонского возраста, с которыми связано крупное редкометалльное проявление Цахирин. Эти гранитоидные массивы принадлежат к Халдзан-Бурегтейской группе многофазных щелочных редкометалльных гранитов, для которых установлен возраст формирования в интервале 391–395 млн лет [2]. На различных геологических картах и схемах габброидный массив Цахирин показан кембрийским возрастом в составе офиолитовой ассоциации [2].

Массив Цахирин имеет вытянутую с севера на юг форму с размерами 4.8×1.2 км. Породы массива представлены габброидами нормальной и умеренной щелочности. Они имеют выдержанный петрографический состав. Большинство пород представлены биотитсодержащим роговообманковым оливиновым мезогаббро. Структура неравномерно-зернистая габбровая, офитовая, но чаще габбро-офитовая, с элементами пойкилоофитовой (во всех образцах). Ойкокристаллы – клинопироксен, обрастающий бурой роговой обманкой, реже бурая роговая обманка, еще реже биотит. Степень идиоморфизма уменьшается в ряду: оливин – плагиоклаз – клинопироксен, ортопироксен, биотит – роговая обманка. Породообразующие минералы: оливин 10–15 %, плагиоклаз 50–60 %, клинопироксен 10–20 %, ортопироксен 0–5 %, биотит 3–8 %, роговая обманка 10–20 %, рудные и акцессорные минералы 2–5 %.

Массив Цахирин прорывается дайками эгириновых нордмаркит-порфиоров с щелочным амфиболом и энigmatитом. Аналогичные породы наблюдаются в контакте с массивом, где они представлены щелочными гранитами и нордмаркитами.

Полевые шпаты в породах массива Цахирин по составу отвечают плагиоклазам с содержанием анортитового минала 46–84 %, с содержанием  $K_2O$  от 0.03 до 0.34 мас. %, что соответствует битовниту, лабрадору и андезину. Слюды в породах массива по химическому составу отвечают биотиту, который характеризуется повышенным содержанием глинозема ( $Al_2O_3$  от 12.1 до 18.2 мас. %) при магнезиальности от 58 до 71 %. Для габброидов массива Цахирин характерны относительно крупные (до 5 мм) вытянутые ксеноморфные ойкокристаллы клинопироксена, который часто окружен тонкой каймой бурого амфибола. По составу клинопироксен соответствует авгиту и диопсиду с содержанием волластонитового минала 41–47 %, с вариациями по магнезиальности 68–78 %. Ортопироксен для исследованных пород не характерен и встречается достаточно редко в виде изометричных округлых и слабовытянутых мелких зерен размером до 1 мм. По химическому составу ортопироксен соответствует бронзиту ( $\#Mg=59-65$  %) с содержанием глинозема 0.35–0.80 мас. %. Оливин в большинстве пород образует округлые и идиоморфные зерна размером до 2 мм. По составу оливин соответствует гиалосидериту и гортонолиту ( $\#Mg=49-58$  %), и характеризуется низким содержанием  $CaO$  (<0.06 мас. %),  $NiO$  (<0.06 мас. %) и, в некоторых случаях, повышенным содержанием  $MnO$  (до 0.8 мас. %). Амфибол в габброидах массива Цахирин является позднемагматическим и представлен буро-коричневыми каймами вокруг клинопироксена и, реже, самостоятельными удлиненными буро-коричневыми ксеноморфными кристаллами и ойкокристаллами. На классификационной диаграмме (Na+K) (A) – Si ф. е. [4] эти амфиболы относятся к высокотитанистому

магнезиогастингситу и, реже, к магнезиальной роговой обманке с содержанием  $TiO_2$  от 1.2 до 4.5 мас. % и с #Mg от 58 до 92 %.

На классификационной TAS-диаграмме [3] фигуративные точки габброидов массива Цахирин попадают в поля пород нормальной и умеренной щелочности. Содержание  $SiO_2$  варьируется от 45 до 49 мас. %,  $Na_2O+K_2O$  от 2.8 до 4.5 мас. %. По соотношению щелочей они попадают в средненатровую серию. Для них характерны невысокие содержания  $MgO$  (6.1–11.0 мас. %) и повышенные содержания  $TiO_2$  (1.33–2.50 мас. %) и глинозема (16–18 мас. %).

Спектры распределения редкоземельных элементов в породах массива Цахирин, нормированные на хондрит CI [5], характеризуются незначительным обогащением LREE ( $La/Yb_N=3$ ) с концентрациями около 30 единиц для легких редкоземельных элементов и 10 – для тяжелых редкоземельных элементов. На спектрах также отсутствует аномалия по Eu, и для них характерно монотонное уменьшение концентраций лантаноидов от легких к тяжелым. Суммарное содержание редкоземельных элементов 95 ppm.

Мультиэлементные спектры в габброидах массива Цахирин, нормированные по примитивной мантии [5], характеризуются слабым обогащением LILE (K и Ba) и слабым обеднением по Nb, а также по Th и U; при этом по Zr и Hf аномалия слабая положительная. Также для них характерна положительная аномалия по стронцию. Таким образом, по характеру распределения редких элементов изученные породы обладают общими чертами континентальных внутриплитных (трапповых) провинций.

Для пород массива Цахирин было проведено датирование уран-свинцовым методом по зернам циркона. Для выделения цирконов из массива Цахирин была отобрана крупная проба наиболее неизмененного оливинового габбро из северной части массива. Определения изотопных соотношений U и Pb были проведены во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на приборе SHRIMP-II. Для выборки цирконов было сделано десять определений, по результатам которых был получен возраст  $394 \pm 3$  млн лет. Таким образом, этот массив имеет близкий редкометалльным гранитам раннедевонский возраст, что позволяет отнести его к первой фазе Халдзан-Бурегтейской группы интрузий.

В соответствии с исследованиями других авторов [1], габброидный массив Цахирин, ранее относимый к островодужной офиолитовой ассоциации, должен принадлежать ассоциациям внутриплитного базитового магматизма девонской крупной изверженной провинции (LIP) в Северо-Монгольском мегаблоке.

- [1] *Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А.* Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 10–31.
- [2] *Коваленко В.И., Ярмлюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.* Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. 2004. Т. 12, № 5. С. 467–494.
- [3] *Петрографический кодекс России.* Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- [4] *Leake B.E. et al.* Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // American Mineralogist. 1997. V. 82, № 9–10. P. 1019–1037.
- [5] *McDonough W.F., Sun S.-S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W.K.* Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. V. 56. P. 1001–1012.
- [6] *Tomurtogoo O. et al.* Tectonic map of Mongolia. Ulaan-Baatar, 2002.



## ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ЕЕ СЛЕДСТВИЯ

В.С. Шкодзинский

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

Принято считать, что температура земных недр возрастала с глубиной во все геологические эпохи. Основанием для этого являются современные геофизические и петрологические данные, а также гипотеза О.Ю. Шмидта о холодной гомогенной аккреции. По этой гипотезе Земля образовалась путем одновременного слипания относительно холодных железных и силикатных частиц. Их последующее разделение по плотности на железное ядро и силикатную мантию привело к сильному разогреву земных недр и обусловило повышение в них температуры с глубиной.

Однако в настоящее время получены данные, противоречащие этой гипотезе. Оказалось, что составы пород кристаллических комплексов Алданского щита (рис. 1) и мантийных ксенолитов из кимберлитов [1] располагаются вдоль трендов магматического фракционирования. Их изотопный возраст и температура кристаллизации в среднем уменьшаются в полном соответствии с последовательностью кристаллизации при фракционировании. Это свидетельствует о формировании кристаллической коры и мантии в результате фракционирования глобального океана магмы. Данный вывод подтверждается присутствием на Луне анортозитовой коры мощностью до 100 км, которая образовалась путем всплывания плагиоклаза при кристаллизации океана магмы глубиной около 1000 км [2].

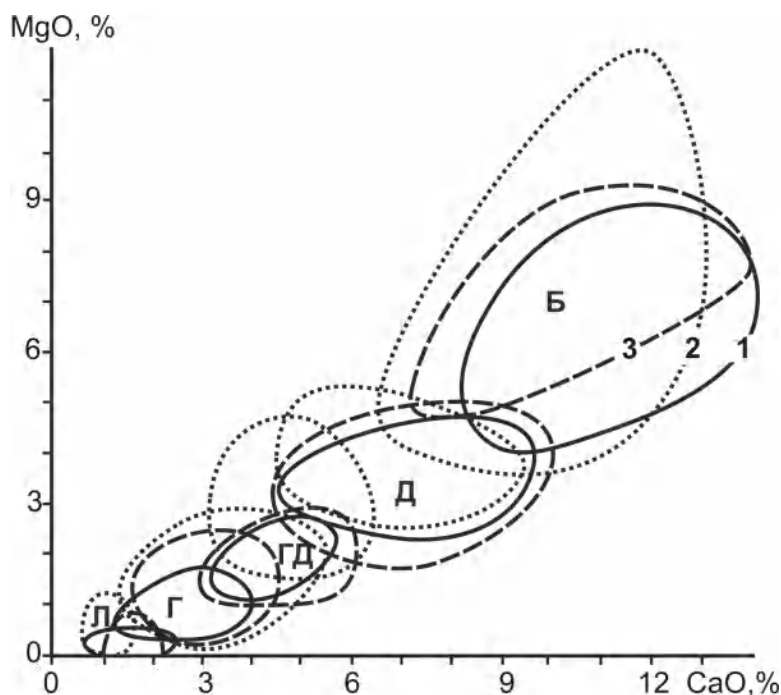
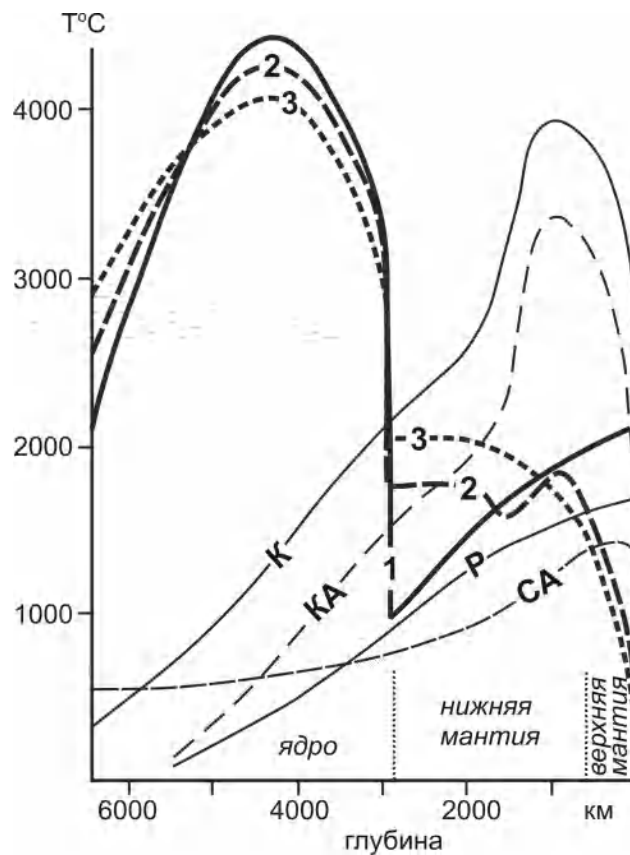


Рис. 1. Соотношение CaO – MgO в гнейсах и кристаллических сланцах Олекминского (1), Федоровского (2) и Курультинского (3) комплексов Алданского щита. Поля: Л – лейкогранитов (73–78 % SiO<sub>2</sub>); Г – гранитов (68–73 % SiO<sub>2</sub>); ГД – гранодиоритов (63–68 % SiO<sub>2</sub>); Д – диоритов (53–63 % SiO<sub>2</sub>); Б – базитов (44–53 % SiO<sub>2</sub>). Использовано более 600 опубликованных анализов недиффундированных пород (исключая высокоглиноземистые гнейсы).



**Рис. 2.** Эволюция температуры при аккреции Земли по данным У. Каулы (КА) и В.С. Сафронова (СА). Первичное распределение температуры в недрах Земли по данным У. Каулы (К) и А.Е. Рингвуда (Р) [3, 7]; 1–3 – распределение температуры по оценкам автора: 1 – первичное [1], 2 – в конце протерозоя, 3 – в фанерозое.

Выяснилось, что содержание в мантийных породах хорошо растворимых в металлическом железе сидерофильных элементов и фугитивность кислорода соответственно на два и четыре порядка выше, чем в случае химической равновесности ее с железом [3]. Это свидетельствует о том, что силикатные и железные частицы не были перемешаны в недрах Земли и аккреция ядра произошла раньше мантии под влиянием в основном магнитных сил [4, 1], т. е. аккреция была гетерогенной.

Вследствие большей в двадцать тысяч раз скорости слипания намагниченных железных частиц по сравнению с силикатными [5] образование ядра произошло очень быстро путем аккреции в основном очень крупных железно-металлических планетезималей. Это подтверждается изотопными данными об очень раннем формировании ядра (в первые десятки миллионов лет после начала образования Солнечной системы). Температура импактного разогрева прямо пропорциональна квадрату радиуса падавших тел, поскольку с его увеличением резко уменьшались удельные потери тепла на излучение, поэтому ядро при аккреции разогрелось значительно больше, чем позже сформировавшаяся силикатная мантия. Это объясняет существование между ними в настоящее время скачка температуры до 3000 К [6], последующий подогрев ядром мантии и возникновение конвекции в последней.

Величина импактного разогрева при образовании мантии сначала была относительно небольшой, но сильно возростала в процессе последующей аккреции вследствие постепенного укрупнения частиц в протопланетном диске. Величина этого увеличения температуры различными исследователями оценивается от 1500 до 3600 °C [3, 7] (рис. 2). Из этого следует, что в мантии сразу после образования температура возростала снизу вверх, т.е. в ней существовал геотермический градиент, обратный по отношению к современному. Верхняя часть мантии была расплавленной, и на ней существовал расслоенный по составу океан магмы глубиной около 240 км [1].

Более холодные породы нижней мантии имели большую плотность, чем верхней горячей, поэтому они не могли всплывать до земной поверхности и формировать плюмы. Из этого сле-



дует важный вывод о том, что в раннем докембрии не существовали океанические области и геодинамические обстановки современного типа и к образованиям этого возраста не применимы термины современной геодинамики. В дальнейшем верхняя мантия остывала вследствие теплоотдачи в более холодную земную кору, а нижняя разогревалась в основном под влиянием изначально очень горячего ядра. В результате примерно 1–2 млрд лет назад произошла инверсия распределения температуры, возник современный геотермический градиент и начали подниматься нижнемантийные плюмы. Это объясняет появление траппов и эвгеосинклинальных магматических пород складчатых поясов в основном в конце протерозоя, а современных глубоких океанов – только в юре.

До инверсии главные геологические процессы были связаны с погружением закристаллизовавшихся и поэтому уплотнившихся верхних частей постааккреционного магматического океана (вместе с возникавшими на них осадочными породами) и всплыванием на их место нижних более горячих и основных. В результате на гнейсовой коре, возникшей путем кристаллизации верхнего слоя магматического океана, сформировались зеленокаменные пояса, парагнейсовые, сланцевые и различные магматические комплексы. Образование их исходных расплавов в позднем магматическом океане обусловило обогащенность их расплавофильными компонентами и существенные отличия состава этих пород от фанерозойских океанических. Вследствие высокой текучести магм верхний кислый слой магматического океана и сформировавшаяся из него кристаллическая кора сначала должны были покрывать всю поверхность Земли, поэтому ранние мелководные морские бассейны располагались на кислой кристаллической коре и их тектонические и магматические процессы существенно не отличались от континентальных. Это объясняет однотипность древнейших пород на всех платформах.

Разогрев нижней мантии под влиянием ядра должен был сопровождаться зарождением в ней конвекции, сначала в самых глубинных ее частях, затем и в менее глубинных. Примерно 2 млрд лет назад конвекция достигла основания литосферы, возникшей в результате кристаллизации постааккреционного океана. Это привело к ее интенсивным деформациям и объясняет появление в это время в гнейсовых комплексах многочисленных надвигов и зон катаклаза и милонитизации. Магматические породы океанических областей обычно бедны литофильными элементами вследствие образования исходных нижнемантийных пород из бедных этими элементами ранних высокотемпературных конденсатов протопланетного диска.

- [1] Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд-во СВФУ, 2014. 452 с.
- [2] Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.A., Taylor S.A. Chronology and isotopic constrains on Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. Tucson, USA: University of Arizona Press, 2000. P. 361–395.
- [3] Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- [4] Войткевич Г.В. Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1983. 168 с.
- [5] Harris P.G., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. P. 1449–1451.
- [6] Raymond J., Quentin W. The core-mantle boundary region // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 1998. V. 37. P. 241–259.
- [7] Федорин Я.В. Модель эволюции ранней Земли. Киев: Наукова думка, 1991. 112 с.



## СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ЭФФУЗИВЫ ХАМСАРИНСКОГО ТЕРРЕЙНА КАК ИНДИКАТОРНЫЙ ПОСЛЕКОЛЛИЗИОННЫЙ КОМПЛЕКС

С.И. Школьник<sup>1</sup>, А.В. Иванов<sup>1</sup>, Л.З. Резницкий<sup>1</sup>, Е.Ф. Летникова<sup>2</sup>,  
Х. Хэ<sup>3</sup>, З. Ю<sup>3</sup>, Ю. Ли<sup>3</sup>, И.Г. Бараш<sup>1</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, efletnik@igm.nsc.ru

<sup>3</sup> Beijing, China, Institute of geology and geophysics, Chinese academy of sciences

При палеогеодинамических реконструкциях алтае-саянской части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в ряду комплексов островных дуг выделяется крупная Кузнецко-Тувинская, или Кузнецко-Таннуольская венд-кембрийская островодужная система [1, 2]. Более поздними тектоническими процессами система была фрагментирована, разделена на разобщенные сегменты. Крайний восточный фрагмент, выделявшийся как Таннуольско-Хамсаринский сегмент, иногда рассматривается в качестве самостоятельной островодужной системы [3, 4]. В свою очередь, Таннуольско-Хамсаринский сегмент разделяется на собственно Хамсаринскую и Таннуольскую зоны, которые также могут считаться террейнами [2, 4 и др.]. Альтернативные представления развиты А.А. Воронцовым с соавторами [5, 6], исследовавшими эффузивы хребта Кропоткина, в значительной мере в пределах Хамсаринского террейна (или хамсаринской свиты). По комплексу геохимических параметров эффузивы отнесены к типу внутриплитных, а вулканизм связывается не с субдукционными процессами, а с девонским рифтогенезом.

Хамсаринский террейн насыщен интрузиями гранитоидов, и строение его слоистых толщ реконструировано по ксенолитам и крупным блокам среди гранитов. В составе толщ выделяется ряд предположительно докембрийских свит (шутхулайская, балыктыгхемская, монгошинская, дибинская), сложенных в разной степени метаморфизованными пара- и ортопородами. Они несогласно перекрываются существенно вулканогенной, практически не метаморфизованной, хамсаринской свитой, до сих пор считающейся нижнекембрийской [4]. Такая геологическая позиция хамсаринской свиты показывает, что она маркирует границу различающихся этапов в геологическом развитии региона. Следовательно, оценки возраста и палеогеодинамической обстановки накопления толщи имеют существенное значение для корректировки эволюционной модели соответствующей части ЦАСП, но именно по указанным вопросам сохраняется принципиальное разногласие. В связи с этим нами проведены изотопно-геохронологические и геохимические исследования кислых эффузивов хамсаринской свиты. В сводном разрезе свиты выделяются две пачки, или подсвиты, разделенные толщей карбонатных и известково-силикатных пород переменной мощности. Нижняя подсвита, иногда называемая порфиритовой, сложена преимущественно эффузивами основного и среднего состава, среди которых преобладают андезитовые порфириты. Присутствуют также андезибазальты, базальты, дациты, изредка риолиты. В верхней подсвите («порфирировой») заметно больше, а местами преобладают кислые эффузивы, их туфы и игнимбриты, встречаются карбонатные, в том числе органогенные и терригенные породы в маломощных прослоях и линзах среди эффузивов.

Нами исследовались выходы хамсаринской свиты вблизи юго-восточного ограничения Хамсаринского террейна по притокам р. Ока – рекам Сайлаг и Мунгорга. Эта часть террейна представляет собой узкий клин между Сибирской платформой и Тувино-Монгольским массивом, ограниченный Главным Саянским и Азасско-Жомболокским разломами. Химический состав кислых вулканитов, в частности повышенные концентрации щелочей, высокие железистость и содержания и соотношения высокозарядных элементов (HFSE), а также REE, является типичной характеристикой внутриплитных образований. Повышенные (>1.2) значения отношения Y/Nb (1.8–2.2) и положение точек составов хамсаринских эффузивов на различных диаграммах указывают на то, что источником для них являлись сиалические, близкие к гранитам А-типа, породы.

Для выделения циркона были выбраны две пробы, для каждой из которых было получено по 20 анализов изотопного состава, точки которых на U-Pb диаграмме с конкордией образуют конкордантные кластеры с возрастом  $463.9 \pm 2.8$  и  $461.7 \pm 3.1$  млн лет. U-Pb измерения выполнялись в Институте геологии и геофизики Китайской академии наук (Пекин) с использованием масс-спектрометра с вторичной ионизацией CAMECA ims-1280HR. Учитывая геохимические и морфологические особенности цирконов, указывающих на его магматическое происхождение, полученные значения отвечают времени кристаллизации эффузивов хамсаринской свиты.

Таким образом, «хамсаринский» вулканизм развивался в условиях континентальной коры, а не океанической, как это происходит для островодужных вулканитов. Вероятно формирование кислых вулканитов хамсаринской свиты происходило уже после коллизии и распада коллизионного орогена, возможно, в условиях начинающегося рифтогенеза [5, 6]. Вулканогенно-осадочные отложения хамсаринской свиты являются индикаторными для региона толщами, маркирующими явную смену геодинамической обстановки. Их накопление происходило на континентальной коре, скорее всего, после сочленения террейнов ЦАСП с Сибирской платформой. Полученные геохронологические данные свидетельствуют в пользу того, что аккреция террейнов ЦАСП с Сибирской платформой завершилась до среднего ордовика.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 15-05-05095) (геологические исследования) и РНФ (проект № 16-17-10180) (изотопно-геохимические исследования).

- [1] Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д. и др. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- [2] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- [3] Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера. 2004. № 3. С. 4–16.
- [4] Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 649–665.
- [5] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // ДАН. 2008. Т. 423, № 2. С. 222–227.
- [6] Воронцов А.А., Сандимиров И.В. Девонский магматизм хребта Кропоткина (Восточный Саян) и источники базитов: геологические, геохимические и изотопные Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 8. С. 1073–1087.



## $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ (МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ОТБОРА ФЛОГОПИТА)

Д.С. Юдин, Т.А. Алифирова, А.А. Томиленко, Л.Н. Похиленко, С.А. Новикова,  
А.В. Травин, В.П. Сухоруков, Н.Г. Мурзинцев, Е.И. Михеев

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

С целью установления последовательности эволюции кимберлита проведено  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  исследование разнотипных флогопитов из кимберлитовых трубок Удачная-Восточная и Мир, Республика Саха (Якутия), Россия. Были исследованы четыре разновидности слюд: 1) флогопит из келифитовых кайм на гранате из ксенолитов деформированных перидотитов, 2) фенокрист флогопита из основной массы кимберлита, 3) крупные пластинки флогопита из мантийных ксенолитов, 4) флогопит из интерстиционных обособлений и микрожил в мантийных ксенолитах. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  исследований первых трех разновидностей слюд освещались ранее в работах [1–3], новые данные по четвертой разновидности приведены здесь.

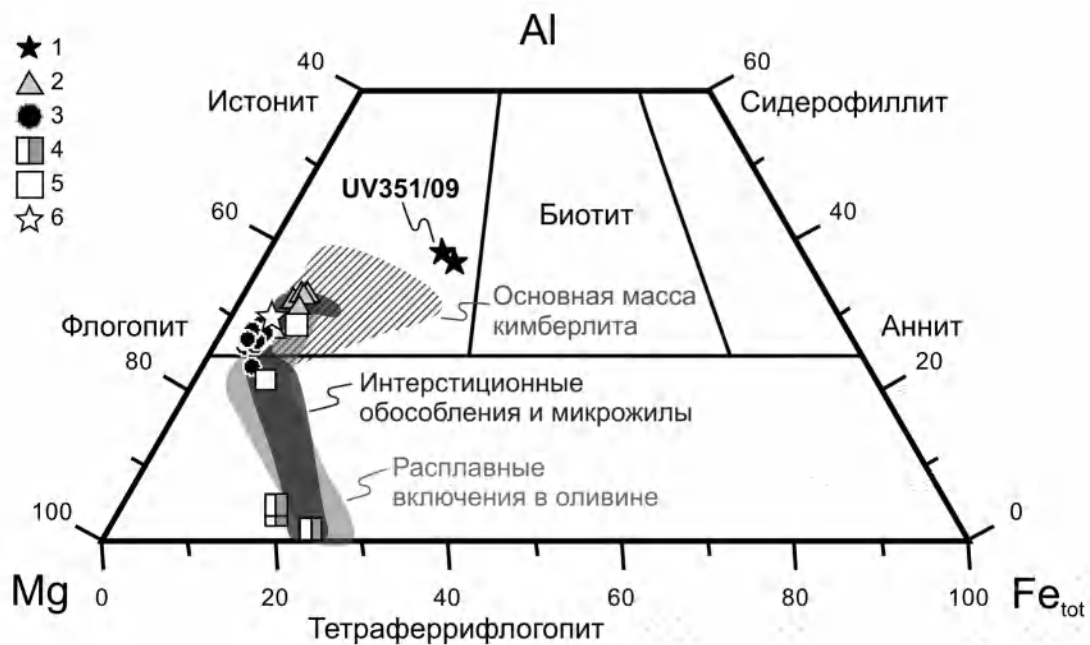
Для  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  исследований была отобрана слюда из образца UV351/09 – мантийного ксенолита кианитового эклогита из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. Порода имеет крупнозернистую структуру. Бледно-голубые зерна кианита имеют длину до 6 мм, для них характерно простое двойникование. Светло-оранжевые зерна граната достигают в диаметре 6 мм. Светло-зеленые зерна клинопироксена первой генерации (клинопироксен-1) длиной до 8 мм практически полностью пересечены симплектитовыми срастаниями из клинопироксена-2 и полевого шпата, при этом сохранены незамещенные реликты. В ксенолите отмечены небольшие участки (размером <100 мкм в поперечнике), сложенные акцессорными и вторичными минералами: баритом, целестином, сульфидами, калишпатом, амфиболами. Ограниченные пластинки и идиоморфные кристаллы флогопита красновато-бурого цвета (обычно менее 0.5–1.0 мм в поперечнике) находятся между зернами породообразующих минералов, в микрожилах и реакционных каймах вокруг граната.

По химическому составу слюда в образце UV351/09 значительно отличается от флогопитов из других мантийных ксенолитов: разница выражается в более высокой доле аннитового и истонитового компонентов (рис. 1), содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и FeO составляют 15.8–16.9 и 12.4–13.4 мас. %, соответственно. На тройной диаграмме для сравнения приведены составы ранее изученных флогопитов [1–3], а также составы слюд из основной массы кимберлита, из интерстиционных ассоциаций ксенолитов деформированных перидотитов и из расплавных включений в оливине из кимберлита трубки Удачная-Восточная, происхождение которых связывают с эволюцией кимберлитового расплава [4] (рис. 1).

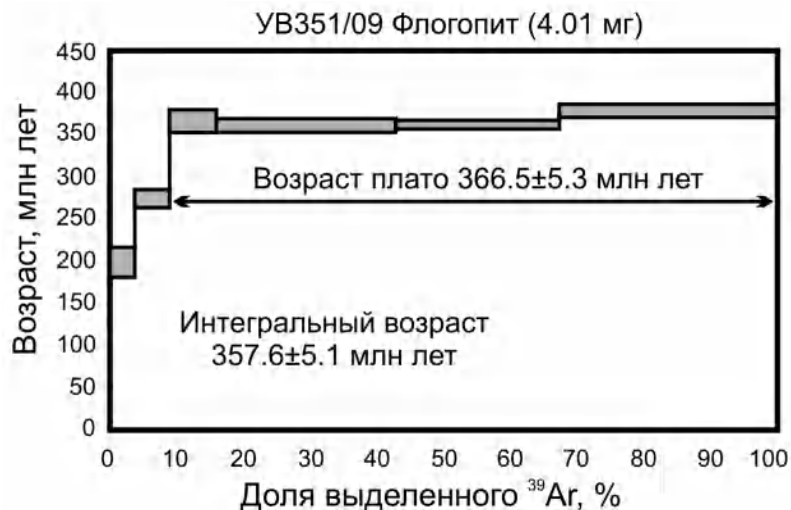
По результатам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования возраст плато для флогопита из кианитового эклогита составляет  $366.5 \pm 5.3$  млн лет при доле выделенного  $^{39}\text{Ar}$  более 90 % (рис. 2). Данное значение близко к ранее полученным оценкам возраста кимберлита трубки Удачная-Восточная (367–378 млн лет [5, 6]).

На графике наглядно показано, что состав изученной слюды наиболее близок к флогопитам из основной массы кимберлита (см. рис. 1), отвечает серии твердых растворов флогопит-истонит и по химизму отличается повышенными содержаниями алюминия. Учитывая то, что обе разновидности флогопита по результатам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования отражают время внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная, а также принимая во внимание их минералогические особенности, можно предположить, что флогопиты подобного химического состава потенциально пригодны для определения возраста внедрения кимберлитового расплава  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом.

Таким образом, на основе химических составов и морфологических особенностей можно выделять флогопиты, подходящие для датирования кимберлитов или же древних метасоматических событий. Установлено, что мелкозернистые флогопиты (из микрожил и интерстицион-



**Рис. 1. Соотношение Mg-, Fe- и Al-компонентов в составе слюд.** 1 – слюда из микрожил и интерстиционных обособлений в ксенолите кианитового эклогита трубки Удачная-Восточная (образец UV351/09); 2 – флогопиты из микрожил и интерстиционных обособлений в ксенолитах зернистых и деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (неопубликованные данные); 3 – флогопиты, слагающие крупные пластинки в ксенолитах зернистых перидотитов и пироксенитов трубок Удачная-Восточная и Мир [3]; 4 и 5 – слюды в ксенолите ильменитового ультрабазита UV162/09 трубки Удачная-Восточная, тетраферрифлогопит и флогопит, соответственно [3]; 6 – флогопит-фенокристалл из кимберлита трубки Удачная-Восточная [2]. Поля составов флогопитов из трубки Удачная-Восточная (по данным [7]): штрихованное поле – флогопиты из основной массы кимберлита, темно-серое поле – слюды в интерстиционных обособлениях и микрожилах ксенолитов деформированных перидотитов, светло-серое поле – слюды из расплавных включений в оливине ксенолитов деформированных перидотитов.



**Рис. 2. Возрастной  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектр для флогопита из ксенолита кианитового эклогита UV351/09 кимберлитовой трубки Удачная-Восточная.**

ных обособлений, из келифита, а также мелкие пластинки в ксенолитах и в основной массе кимберлита) с составом, отвечающим серии твердых растворов флогопит-истонит, наиболее часто показывают возраст образования кимберлита.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00712, 14-05-31520, 15-35-20267).

- [1] Юдин Д.С., Томиленко А.А., Алифирова Т.А., Травин А.В., Мурзинцев Н.Г., Похиленко Н.П. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования флогопитов из келифитовых кайм гранатов (кимберлитовая трубка Удачная-Восточная) // ДАН. 2016. Т. 469, № 2. С. 215–218.
- [2] Юдин Д.С., Томиленко А.А., Травин А.В., Агашев А.М., Похиленко Н.П., Орихаши Ю. Возраст внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная: U/Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данные // ДАН. 2014. Т. 455, № 1. С. 91–93.
- [3] Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Юдин Д.С.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование флогопита из мантийных ксенолитов: свидетельства древнего глубинного метасоматоза литосферы Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 449, № 1. С. 76–79.
- [4] Головин А.В., Шарыгин В.В., Похиленко Н.П. Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): некоторые аспекты эволюции кимберлитовых магм на поздних стадиях кристаллизации // Петрология. 2007. Т. 15, № 2. С. 178–195.
- [5] Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.
- [6] Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Спеццус З.В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 91–99.
- [7] Шарыгин И.С. Акцессорные минералы ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): происхождение и петрогенетическое значение: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2014. 248 с.



## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЮВЕНИЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И ПРОБЛЕМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ХАНГАЙСКОЙ ГРУППЫ ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛИИ)

В.В. Ярмолук, А.М. Козловский

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

Хангайская группа террейнов расположена в осевой части Центрально-Азиатского складчатого пояса [1]. Она объединяет Байдарикский, Тарбагатайский и Сонгинский блоки, строение которых определяют как палеопротерозойские, так и в значительной степени неопротерозойские структуры (рис. 1).

Определена важная роль раннеопротерозойских комплексов в становлении этих террейнов [2, 3]. На примере Холбонурской зоны Сонгинского блока (рис. 2) показано, что ее формирование было сопряжено с раннеопротерозойским ювенильным корообразованием. Оно происходило во внутриокеанических условиях в обстановках океанических островов, срединно-океанических хребтов и внутриокеанических островных дуг, отделенных от областей

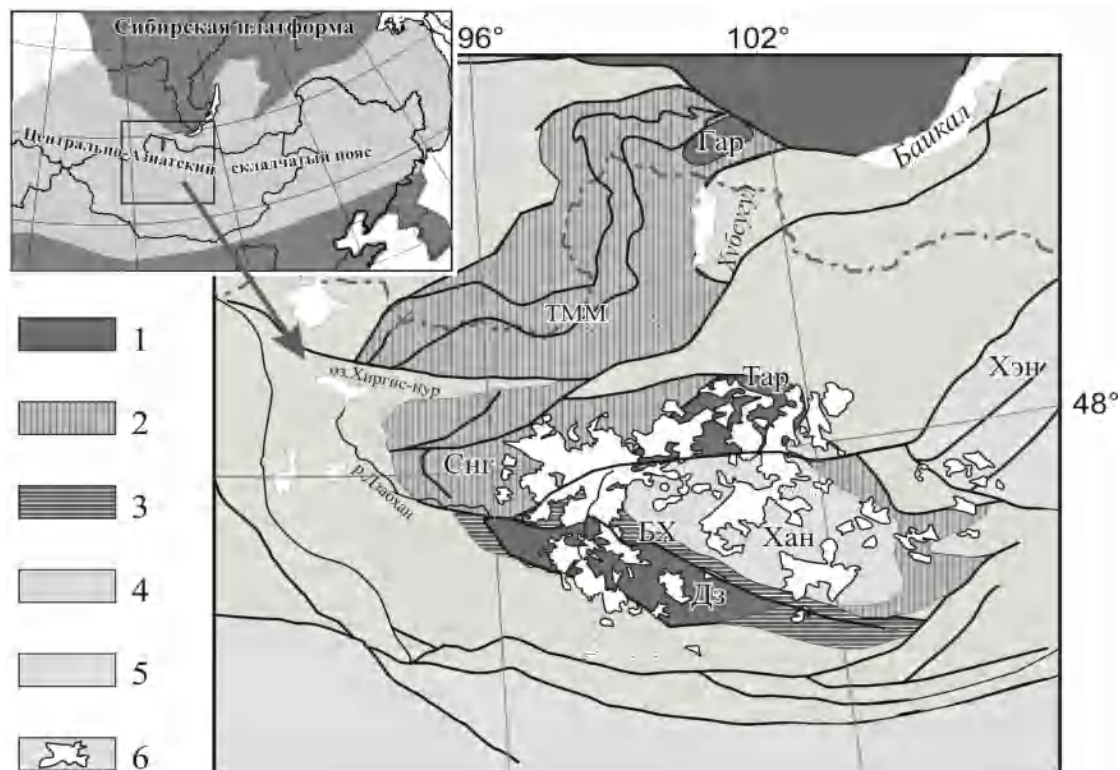
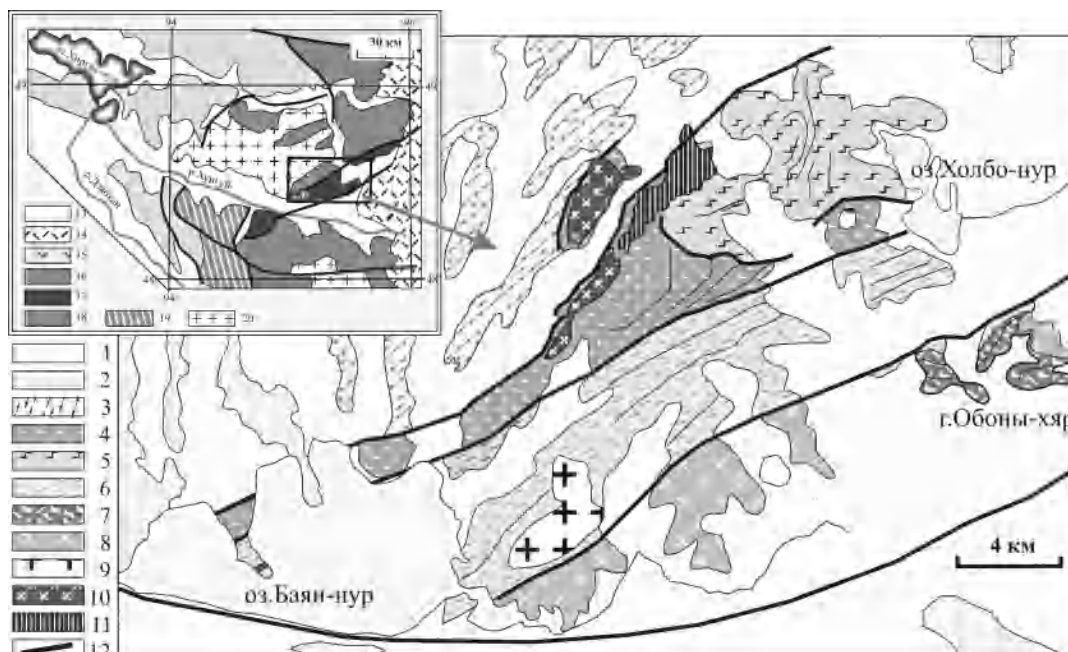


Рис. 1. Схема строения Хангайской группы террейнов. На врезке показано положение территории рисунка в системе структур Центральной Азии. 1–5 – структуры: 1 – кратонные, 2 – раннеопротерозойские, 3 – позднеопротерозойские, 4 – раннепалеозойские (каледонские), 5 – среднепознепалеозойские; 6 – плутоны Хангайского батолита. Террейны и микроконтиненты: ТММ – Тувино-Монгольский, СНГ – Сонгинский, Тар – Тарбагатайский, БХ – Баян-Хогорский, Хан – Хангайский, Дз – Дзабханский.



**Рис. 2. Строение Холбонурской зоны Сонгинского блока.** На врезке показано положение района в системе структур Сонгинского блока. 1 – четвертичные образования; 2 – позднепалеозойские граниты; 3 – комплексы Баяннурской зоны; 4–10 – комплексы Холбонурской зоны: 4 – метабазитовый (типа OIB), 5 – кремнисто-метабазитовый (типа MORB), 6–7 – осадочно-вулканогенный (типа IAB): 6 – терригенный тип разреза, 7 – вулканогенный тип разреза, 8 – гранитоиды Гашуннурского комплекса, 9 – посткинematicкие граниты с возрастом 795 млн лет, 10 – габбро-диориты, диориты; 11 – расслоенное габбро, 12 – разломы; 13–20 – обозначения к врезке: 13 – четвертичные отложения; 14 – позднепалеозойские гранитоиды Хангайского батолита, 15 – комплексы ранних каледонид Озерной зоны; 16–19 – неопротерозойские комплексы: 16 – Баяннурской зоны, 17 – Холбонурской зоны, 18 – Дабхан-Мандалской зоны, 19 – Ургамалской зоны, 20 – нерасчлененные гранитоиды.

развития более древней коры Баяннурским турбидитовым бассейном. Определены возрастные рубежи формирования основных магматических комплексов островной дуги. Ее развитие продолжалось, по крайней мере, в интервале 888–859 млн лет назад, что зафиксировано как данными по вулканическим породам, так и материалами по сопряженным с ними гранитоидам [4].

Сопоставление структур Сонгинского и Тарбагатайского блоков позволило выявить общие рубежи в их геологическом развитии. Их сближает общее время аккреции (~800 млн лет назад), а также сходство составов участвующих в их строении магматических пород [2, 5]. Развитие этих структур на заключительных стадиях протекало в обстановке островной дуги или активной окраины. Сформированные в это время породы отвечают близким по изотопным характеристикам источникам магматизма. Выявленное сходство позволило объединить структуры Сонгинского и Тарбагатайского блоков в единый Сонгино-Тарбагатайский террейн, который был сформирован в результате раннеопротерозойской (802±6 млн лет назад [1, 5]) аккреции островных, спрединговых, островодужных и турбидитовых комплексов океанической плиты к жесткому континентальному массиву, фрагмент которого представлен раннепротерозойским Идерским выступом Тарбагатайского блока. Вхождение Дзбханского террейна в общую агломерацию террейнов произошло позже, в интервале времени между образованием вулканитов и гранитоидов дзбханской серии (770–755 млн лет [6]), не известных в строении Сонгин-Тарбагатайского террейна, и формированием цаганоломского карбонатного чехла (630 млн лет [7]), перекрывающего структуры как Дзбханского, так и Сонгин-Тарбагатайского террейна.

На основе анализа данных о строении крупнейших докембрийских террейнов ЦАСП предложена модель, в соответствии с которой их формирование началось с процессов раннеопротерозойской аккреции к суперконтиненту Родиния. Последовавшее в конце раннего неопротерозоя дробление последнего над мантийным суперплюмом затронуло также новообразованную складчатую область. Это привело к образованию террейнов, включавших как фраг-



менты палеопротерозойского кратона, так и собственно раннепротерозойские структуры. Последующее объединение этих осколков докембрийской коры в составные террейны, по-видимому, происходило в конце раннебайкальской фазы тектогенеза.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-10186) и при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00154 и 16-55-44002).

- [1] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др.* Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: 1. Геологические и геохронологические данные // *Петрология*. 2013. Т. 21, № 3. С. 227–246.
- [2] *Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Раннебайкальский кристаллический комплекс в фундаменте Дзабханского микроконтинента раннекаледонской складчатой области Центральной Азии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2012. Т. 20, № 3. С. 3–12.
- [3] *Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В. и др.* Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // *Петрология*. 2014. Т. 22, № 5. С. 516–545.
- [4] *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. и др.* Состав, возраст и условия формирования раннепротерозойских магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса: на примере Холбонурской зоны Сонгинского террейна // *ДАН*. 2015. Т. 465, № 1. С. 73–77.
- [5] *Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др.* Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // *Петрология*. 2011. Т. 19, № 4. С. 445–464.
- [6] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др.* Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*. 2008. Т. 420, № 3. С. 375–381.
- [7] *Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др.* U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2012. Т. 20, № 6. С. 28–40.



## НЕФТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ЛЕНО-ТУНГУССКОЙ ПРОВИНЦИИ В СОПОСТАВЛЕНИИ С НЕФТЯМИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ШЕЛЬФА ОСТРОВА САХАЛИН ПО СОДЕРЖАНИЯМ МЕТАЛЛОВ

Т.А. Ясныгина<sup>1</sup>, Я.В. Самарина<sup>1</sup>, С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>

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

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

Нефти разных геологических провинций различаются по концентрациям и соотношениям микроэлементов, в том числе металлов, в зависимости от геодинамической обстановки нефтенакопления, возраста нефтематеринских осадочных пород, развития процессов гипергенеза, биодеградациии нефти и других факторов. Одним из источников микроэлементов, содержащихся в нефти, является органическое вещество нефтематеринских пород. Микроэлементы поступают в нефть и в виде примесей в ходе развития нефтеносного бассейна. Существенную роль играет взаимодействие нефти с водой и вмещающими породами, а также окислительно-восстановительные условия среды [1–4 и др.].

В нефти содержится широкий спектр микроэлементов (металлов и неметаллов). Концентрации их сравнительно низкие (от  $n \times 10^{-7}$  до  $n \times 10^{-3}$ ). Исключение составляют V и S, содержания которых в некоторых типах нефтей могут достигать  $n \times 10^{-2}$ . Металлы входят в состав порфиринов, сульфидов, кислородсодержащих комплексов и других гетероорганических соединений. Наиболее высокое содержание металлов имеют тяжелые высококипящие фракции нефти ( $T > 420$  °C, [4]), смолисто-асфальтеновое вещество. Некоторые металлы являются ядами для катализаторов, сырьем для промышленности, маркерами для экологического мониторинга.

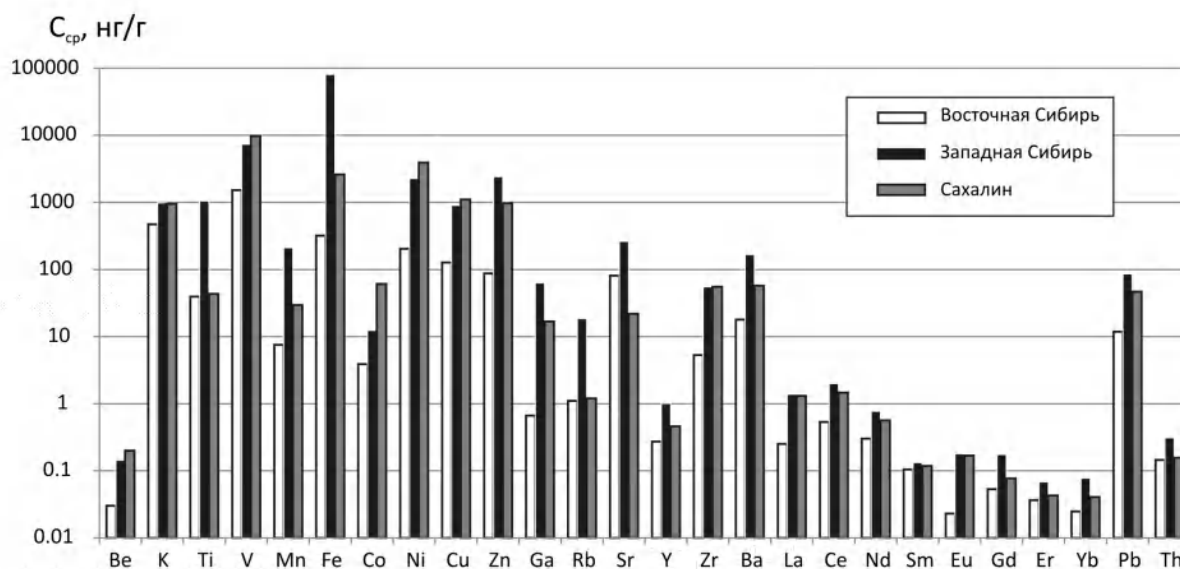
В настоящей работе обсуждаются результаты определений содержаний металлов методом ICP-MS в нефтях Ярактинского, Западно-Аянского и Атовского месторождений Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции в сопоставлении с данными по содержаниям металлов в нефтях из месторождений двух других регионов.

**Краткая характеристика месторождений.** Ярактинское и Западно-Аянское нефтегазоконденсатные месторождения имеют сложное строение и приурочены к южной части Непско-Ботуобинского антиклинория. Основные разведанные запасы месторождений углеводородов связаны с песчаниками рифей-вендского терригенного комплекса и вышележащими венд-кембрийскими карбонатами [5].

Атовское (Новоудинское) месторождение расположено к юго-западу от Ярактинского и Западно-Аянского, на территории Ангаро-Ленской нефтегазоносной области Лено-Тунгусской провинции. Коллекторами являются песчаники в отложениях тирской свиты (венд – нижний кембрий) [6].

**Методика элементного анализа.** Химическая пробоподготовка выполнялась в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН. Она включала этапы кислотного разложения и озоления. Навеску нефти массой 3 г заливали концентрированной  $\text{HNO}_3$  с добавлением 30%-ного  $\text{H}_2\text{O}_2$  и выдерживали при медленном нагревании до 200 °C. Затем проводили озоление в муфельной печи при постепенном повышении температуры до 350 °C. Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce Центра коллективного пользования «Ультрамикрoанализ» в ЛИИ СО РАН.

**Результаты и обсуждение.** В нефтях Ярактинского и Западно-Аянского месторождений Восточной Сибири определены сравнительно низкие содержания микроэлементов. Между образцами из этих месторождений имеются существенные различия по содержаниям V, Ni, Co, Cr, Ti, Mn, Pb, U, Sr. Концентрации других микроэлементов (например, Ba, Zr) изменяются слабо. Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в нефтях в 1000–10000 раз ниже хондритовых. Концентрации РЗЭ в пробах нефтей Ярактинского и Западно-Аянского месторождений в среднем сходны, а в нефти Атовского месторождения – повышаются. Нефть Западно-



**Средние концентрации металлов в нефтях месторождений Лено-Тунгусской провинции Восточной Сибири, Западной Сибири и шельфа о. Сахалин.**

Аянского месторождения имеет более низкие содержания легких РЗЭ, чем Ярактинского. В спектре западно-аянской нефти выделяется положительная европиевая аномалия. Такая особенность характерна для спектров нефтей месторождений Западной Сибири [7] и шельфа о. Сахалин [8]. Западно-аянская нефть отличается от ярактинской пониженным содержанием некоторых литофильных элементов (Ti, Sr, Pb, U). Стронций и уран могут легко переноситься водными флюидами из вмещающих пород при миграции нефти. По содержаниям V, Ni, Sr атовская нефть близка к западно-аянской. Концентрации Ti, Rb, Y, Ba, Ga в нефти Атовского месторождения повышены по сравнению с нефтями двух других месторождений Восточной Сибири. Отличия концентраций РЗЭ и других микроэлементов в нефти Атовского месторождения по сравнению с другими образцами восточно-сибирских нефтей обусловлены, скорее всего, региональными особенностями.

Средние концентрации микроэлементов в нефтях трех месторождений Лено-Тунгусской провинции Восточной Сибири существенно ниже концентраций микроэлементов в нефтях Западной Сибири и шельфа о. Сахалин за исключением некоторых литофильных элементов: Sr, Rb, Sm, Th, Ti. Концентрации Sr в нефтях Лено-Тунгусской провинции выше, чем в нефтях шельфа о. Сахалин, а Rb, Sm, Th и Ti – находятся примерно на одном уровне с ними (рисунок).

В целом нефти исследуемых месторождений Лено-Тунгусской провинции Восточной Сибири легкие, доля тяжелых высококипящих фракций в них невелика. Этим обусловлены сравнительно низкие суммарные концентрации металлов.

Нефти Западной Сибири и Сахалина отличаются более высоким средним содержанием легких РЗЭ от La до Nd. Нефти шельфа о. Сахалин отличаются сравнительно высокими концентрациями Ni, Co, V. Нефти месторождений Лено-Тунгусской провинции от нефтей других провинций отличаются в целом высоким значением V/Ni в сочетании с низкими концентрациями обоих элементов.

Нефти докембрийских месторождений отличаются от фанерозойских нефтей по составу органического вещества и изотопному составу углерода [9]. Ванадий и никель в основном входят в состав ванадил- и никель-порфиринов. Порфирины играют роль биомаркеров, поэтому содержания V и Ni связаны с органической составляющей нефтей. Преобладание V над Ni в нефти при отсутствии или слабом влиянии вторичных преобразований и слабо отличающейся глубине залегания свидетельствует о водном (сапропелевом) происхождении органического вещества [10].

Сравнительно высокие средние значения концентраций Ti, Rb, Fe, Mn в нефтях Западной Сибири могут быть связаны с развитием траппового магматизма. Эти элементы могли частично привноситься в нефть в качестве примесей или входить в состав неорганической составляющей.

В нефтях исследуемых месторождений Лено-Тунгусской провинции определены в целом низкие суммарные содержания металлов, но с отличающимися соотношениями между ними. Низкие содержания металлов в нефтях месторождений Восточной Сибири, по сравнению с нефтями месторождений Западной Сибири и шельфа о. Сахалин, объясняются высоким содержанием легких фракций, низкими концентрациями серы и водным (сапропелевым) происхождением органической составляющей. Эта особенность свойственна органическому веществу докембрия.

- [1] Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Геохимические особенности нефти различных регионов и возможный источник металлов в ней // ДАН. 2008. Т. 422, № 1. С. 88–92.
- [2] Степанов К.И., Вешев С.А. Влияние латеральной миграции углеводородов на изменение микроэлементного состава нефтей Калининградского вала // Геология нефти и газа. 2000. № 1. С. 44–49.
- [3] Lewan M. Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. P. 2231–2238.
- [4] Поконова Ю.В., Гайле А.А., Спиркин В.Г., Чертков Я.Б., Фахрутдинов Р.З., Сафиева Р.З., Тахистов В.В., Батуева И.Ю. Химия нефти. Л.: Химия, 1984. 360 с.
- [5] Дробот Д.И., Пак В.А., Деятелилов Н.М., Хохлов Г.А., Карпышев А.В., Бердников И.Н. Нефтегазоносность докембрийских отложений Сибирской платформы, перспективы подготовки и освоения их углеводородного потенциала // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 110–120.
- [6] Шашин С.Г. Литология и коллекторские свойства нефтегазоносных отложений венда Сибирской платформы // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2005. С. 77–80.
- [7] Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л. Неорганическая геохимия нефти Западной Сибири (первые результаты изучения методом ICP-MS) // ДАН. 2007. Т. 414, № 3. С. 385–388.
- [8] Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Жаров А.Э., Малых Ю.М., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н. Микроэлементы и изотопы стронция в нефтях из месторождений шельфа о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 32–43.
- [9] Конторович А.Э., Трофимук А.А., Башарин А.К., Беляев С.Ю., Фрадкин Г.С. Глобальные закономерности нефтегазоносности докембрия Земли // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 8. С. 6–42.
- [10] Пунанова С.А. Геохимические особенности распределения микроэлементов в нафтидах и металлоносность осадочных бассейнов СНГ // Геохимия. 1998. № 9. С. 959–972.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абилдаева М.А. 28  
 Агатова А.Р. 11  
 Александровский Ю.С. 49  
 Алимов Р.Н. 244  
 Алифирова Т.А. 316  
 Алокла Р. 233  
 Аль Хомуд А. 233  
 Альхамуд А.А. 293  
 Андреев А.А. 175  
 Анисимова И.В. 120, 173  
 Анисимова С.А. 14  
 Антипин В.С. 17  
 Антонов А.Ю. 85  
 Антонова Т.А. 133  
 Аржанников С.Г. 75  
 Аржанникова А.В. 75  
 Ариунчимэг Я. 199  
 Артемова Е.В. 133  
 Афонькин А.М. 187  
 Ашурков С.В. 100  
 Багаева А.А. 69  
 Бадмацыренова Р.А. 20, 91  
 Бараш И.Г. 314  
 Баталев В.Ю. 181  
 Батунзий Д. 222  
 Баянова Т.Б. 91  
 Безрукова Е.В. 145  
 Белоусова Е.А. 149, 153, 240  
 Беляев В.А. 22, 194  
 Березнер О.С. 295  
 Бобровская О.В. 143  
 Богомоллов Е.С. 175, 250  
 Борисенко А.С. 228  
 Борняков С.А. 301  
 Бородин Е.В. 236  
 Бродникова Е.А. 184  
 Брянский Н.В. 75  
 Будаев Р.Ц. 125, 127, 233, 293  
 Бурмакина Г.Н. 25, 298  
 Буслов М.М. 28, 167, 215, 244  
 Бучко И.В. 31  
 Буянов А.В. 125, 127  
 Ванг К.-Л. 22  
 Ванин В.А. 33  
 Веливецкая Т.А. 43  
 Великославинский С.Д. 139, 141, 143, 175, 250  
 Верниковская А.Е. 36  
 Верниковский В.А. 36  
 Веселовский Р.В. 39, 40  
 Ветлужских Л.И. 52, 199  
 Ветрова Н.И. 184  
 Вишневская И.А. 184  
 Вишневский А.В. 236, 309  
 Владимиров А.Г. 236  
 Владимиров В.Г. 25  
 Воронцов А.А. 41  
 Высоцкий С.В. 43  
 Герман В.И. 80  
 Гибшер А.С. 202  
 Гилева Н.А. 196  
 Гильманова Г.З. 77  
 Гладков А.А. 187  
 Гладков А.С. 187  
 Гладкочуб Д.П. 46, 82, 141, 204, 285, 287, 290,  
 Глазунов О.М. 49  
 Глазунова Т.Л. 49  
 Гонга Т.В. 262  
 Гордиенко И.В. 52, 91, 199  
 Горнова М.А. 22, 194  
 Горожанин В.М. 240  
 Горожанина Е.Н. 240  
 Горохов И.М. 147  
 Гороховский Д.В. 55  
 Гусев А.И. 58  
 Гусев Н.И. 60, 63  
 Давыдова М.Ю. 66  
 Данукалова М.К. 69, 164  
 Дашиев Б.Б. 91  
 Дегтярев К.Е. 72, 106, 149, 240  
 Демонтерова Е.И. 75, 96, 222  
 Диденко А.Н. 77  
 Добрынина А.А. 80, 301  
 Донская Т.В. 46, 82, 204, 285, 287, 290  
 Доронина Н.А. 85  
 Дриль С.И. 22, 88, 161, 209, 222  
 Дэлгэрзаяа П. 206  
 Елбаев А.Л. 55, 91  
 Ефремов С.В. 94  
 Зарубина О.В. 91  
 Зуев Ф.Л. 112  
 Ибрагимов Ш.З. 133  
 Иванов А.В. 75, 96, 222, 314  
 Игнатъев А.В. 43  
 Изох А.Э. 169  
 Ийнг Тонг 206  
 Имаев В.С. 100  
 Имаева Л.П. 100  
 Кадильников П.И. 36  
 Казанский А.Ю. 103  
 Какоурова А.А. 114  
 Каменецкий В.С. 96  
 Каньгина Н.А. 106  
 Каримов А.А. 22, 194  
 Киселев А.И. 96  
 Кислов Е.В. 109  
 Ключевская А.А. 114  
 Ключевский А.В. 112, 114  
 Кобелев М.М. 117  
 Кобелева Е.А. 117  
 Ковальчук Е.В. 106  
 Ковач В.П. 72, 120, 139, 141, 143, 173, 250  
 Козаков И.К. 120  
 Козлова О.В. 77  
 Козловский А.М. 122, 256, 319  
 Коллинз В.Дж. 230  
 Коломиец В.Л. 125, 127, 233, 293  
 Константинов И.К. 130, 133  
 Константинов К.М. 130, 133, 277  
 Котляров А.В. 136, 265  
 Котов А.Б. 72, 139, 141, 143, 169, 173, 285, 287, 290  
 Крайнов М.А. 145  
 Кудряшов Н.М. 212  
 Кузнецов А.Б. 147  
 Кузнецов Н.Б. 149, 153, 156, 230, 240  
 Кузнецова Л.Г. 159, 161  
 Кузьмичев А.Б. 69, 164  
 Куликова А.В. 28, 167, 244  
 Куликова К.В. 259  
 Лавренчук А.В. 169, 268, 285, 287, 290  
 Ланцева В.С. 171  
 Ларин А.М. 139, 141, 173  
 Ларионов А.Н. 36  
 Латышев А.В. 40  
 Латышева И.В. 308  
 Лебедева Ю.М. 175  
 Левицкий В.И. 43, 147, 178,  
 Левицкий И.В. 43, 178  
 Лей Гуо 206  
 Леонов М.Г. 181  
 Летникова Е.Ф. 184, 314  
 Ли Ю. 314  
 Лопатин Д.В. 143  
 Лунина О.В. 187  
 Лыкова Е.В. 262  
 Львов П.А. 82  
 Мазукабзов А.М. 46, 82, 169, 189, 275, 283, 285, 287, 290  
 Макрыгина В.А. 280  
 Мартынов Ю.А. 66  
 Маслов А.В. 240  
 Матасова Г.Г. 103  
 Матушкин Н.Ю. 36  
 Матюков В.Е. 181  
 Мац В.Д. 191  
 Медведев А.Я. 22, 194  
 Мельникова В.И. 100, 196  
 Метелкин Д.В. 36, 52  
 Мехоношин А.С. 43  
 Миколайчук А.В. 233  
 Минина О.Р. 85, 199  
 Мионов Ю.Б. 225  
 Михайленко Ю.В. 14  
 Михальцов Н.Э. 52  
 Михеев Е.И. 316  
 Михеева Е.А. 75  
 Мокрушников В.П. 202  
 Мордвинова В.В. 117  
 Мотова З.Л. 82, 204  
 Мурзинцев Н.Г. 316  
 Наранцэцэг Ц. 206  
 Непомнящих А.И. 280  
 Непоп Р.К. 11  
 Новикова С.А. 316  
 Новопашина А.В. 207  
 Носкова Ю.В. 209  
 Носырев М.Ю. 77  
 Обут О.Т. 262  
 Овчинников Р.О. 212  
 Одгэрэл Д. 17, 222  
 Отгонбаатар Д. 215  
 Паверман В.И. 217  
 Пантеева С.В. 221  
 Пасенко А.М. 220  
 Пашкова Г.В. 221  
 Пеллинен В.А. 221  
 Перепелов А.Б. 17, 222  
 Перфилова О.Ю. 41  
 Петров О.Л. 247  
 Петров П.Ю. 247  
 Пиманова Н.Н. 295  
 Пинский Э.М. 225  
 Писаревский С.А. 46  
 Пономарчук А.В. 228  
 Пономарчук В.А. 31  
 Попова О.М. 63  
 Посохов В.Ф. 280  
 Потапов В.В. 11  
 Похиленко Л.Н. 316  
 Прияткина Н.А. 184, 230  
 Прокопьев А.В. 277  
 Прокопьев И.Р. 228  
 Прошенкин А.И. 184  
 Пыжова Е.С. 240  
 Радомская Т.А. 49  
 Рассказов С.В. 233, 293, 304, 322  
 Рахимов И.Р. 236  
 Резницкий Л.З. 178, 314  
 Романюк Т.В. 149, 153, 240  
 Рубанова Е.С. 28, 244  
 Рудько Д.В. 308

Рудько С.В. 147, 153, 156, 230, 247  
Рыбин А.К. 181  
Рышк Е.Ю. 175, 250  
Рязанцев А.В. 149, 253  
Саватенков В.М. 96, 256  
Салихов Д.Н. 236  
Сальная Н.В. 292  
Сальникова Е.Б. 120, 139, 141, 173  
Самарина Я.В. 322  
Санжиев А.М. 20  
Саньков А.В. 301  
Саньков В.А. 80, 301  
Сасим С.А. 88, 209  
Селятицкий А.Ю. 259  
Сенников Н.В. 262  
Середкина А.И. 100, 196  
Сие Чжэньхуа 233, 304  
Симонов В.А. 136, 265  
Скляров Е.В. 141, 143, 169, 268, 285, 287, 290  
Сковитина Т.М. 143  
Смирнова З.Б. 256  
Смыслов С.А. 250  
Советов Ю.К. 271, 273  
Соловецкая Л.В. 273  
Сорокин А.А. 31, 139, 173, 212  
Сорокин А.Г. 80  
Сорокин А.П. 139, 173  
Станевич А.М. 275  
Старикова А.Е. 268, 290  
Ступаков С.И. 136, 265  
Сунь Йи-минь 233, 304

Сухоруков В.П. 316  
Тарасюк А.С. 41  
Тимохин А.В. 262  
Толмачева Е.В. 141, 143, 250  
Толмачева Т.Ю. 149  
Томиленко А.А. 316  
Томурхуу Д. 215  
Томшин М.Д. 130, 277  
Травин А.В. 31, 316  
Третьяков А.А. 72, 106, 149  
Трыникова Д.С. 117  
Тубанов Ц.А. 80  
Улзийбат М. 80  
Ульяхина П.С. 40  
Усольцева М.В. 233  
Федоров А.М. 189, 280  
Федоровский В.С. 169, 268, 283, 285, 287, 290  
Федосеенко А.М. 141  
Федюкин И.В. 292, 308  
Филинов И.А. 103  
Фролов А.О. 75  
Хассан А.И. 233, 293  
Хё Х. 314  
Хераскова Т.Н. 295  
Холоднов В.В. 236  
Хритова М.А. 117  
Хромова Е.А. 268  
Хубанов В.Б. 25, 298  
Худолей А.К. 230  
Цыганков А.А. 25, 298  
Цыдыпова Л.Р. 80

Цыпукова С.С. 222  
Чао Юань 206  
Чегис В.В. 103  
Черкашина Т.Ю. 221  
Черных Е.Н. 80, 301  
Чечельницкий В.В. 80  
Чикишева Т.А. 233, 304  
Чувашова И.С. 233, 293, 304  
Шагун А.Н. 301  
Шацилло А.В. 156, 217, 230, 308  
Шевченко Б.Ф. 77  
Шелепаев Р.А. 309  
Шелепов Я.Ю. 309  
Шкодзинский В.С. 311  
Школьник С.И. 314  
Шокальский С.П. 161  
Щелочков Г.Г. 181  
Щербаков Ю.Д. 222  
Щетников А.А. 103, 145  
Энх-Орших О. 206  
Эрнст Р. 46  
Ю З. 314  
Юдин Д.С. 316  
Якимов Т.С. 55  
Яковлев А.А. 130, 133  
Яковлев Д.В. 295  
Якубчук А.С. 72  
Янг Чэнь 233, 304  
Ярмолюк В.В. 256, 319  
Ясныгина Т.А. 293, 304, 322  
Кгöпег А. 120