СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

Материалы научного совещания
по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН

(15–18 октября 2014 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Иркутск
2014

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. – 347 с.

В сборнике представлены труды совещания, проводимого в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее».

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. Скляров (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 Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее» и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-05-20309-г).

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 9 от 09.09.2014 г.)

ISBN 978-5-902754-91-6

© Институт земной коры СО РАН, 2014

СОДЕРЖАНИЕ

НАХОДКА ВЕРХНЕПАЛЕОГЕН-НИЖНЕНЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОШАГАЧСКОЙ СВИТЫ В ДОЛИНЕ Р. ДЖАЗАТОР (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ) В СВЕТЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ
А.Р. Агатова, Р.К. Непоп, М.А. Бронникова, Н.А. Рудая 12

ДИНАМИКА ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ И ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛГУТИНСКОЙ Mo-W РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)
И.Ю. Анникова, С.З. Смирнов, Е.Н. Соколова, А.Г. Владимиров, А.В. Травин, С.В. Хромых 15

ВОЗРАСТ ПОСЛЕДНЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (ЖОМБОЛОКСКОЕ ЛАВОВОЕ ПОЛЕ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)
С.Г. Аржанников, А.В. Иванов, А.В. Аржанникова, Е.И. Демонтерова, М. Жоливе, В.А. Буянтуев, В.А. Осколков, В.И. Воронин 19

ИЗУЧЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНЕ БОЛНАЙСКОГО РАЗЛОМА (МОНГОЛИЯ)
А.В. Аржанникова, М. Ризза, Ж.-Ф. Ритц, К. Прентис, Р. Вассалло, К. Ляррок, С.Г. Аржанников, М. Тодбилег, О. Явхаа 21

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ И $^{39}AR/^{40}AR$ ВОЗРАСТЕ ШАРАГОЛЬСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Р.А. Бадмацыренова, И.В. Гордиенко, Д.А. Орсоев, А.Л. Елбаев, Д.В. Гороховский, А.В. Травин 24

ГОЛОЦЕНОВЫЕ СУБАЭРАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОКРОВНЫХ ТОЛЩ И ЭОЛОВОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
Р.Ц. Будаев, В.Л. Коломиец 26

СЕЛЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦАХ ЛЕТОМ 2014 Г.: ПРИЧИНЫ, МЕХАНИЗМЫ И ПОСЛЕДСТВИЯ
Р.Ц. Будаев, В.Л. Коломиец 29

ФОРМИРОВАНИЕ ОЛОКИТСКОГО ПРОГИБА С ПОЗИЦИИ ПЛЮМТЕКТОНИКИ
В.В. Булдыгеров 31

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ МАГМ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков 34

ТЕРРЕЙНОВАЯ ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
М.М. Буслов 37

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ РУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
В.А. Ванин, Д.П. Гладкочуб 40

ВОЗРАСТ, ОБЛАСТИ СНОСА И ИСТОЧНИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЖЕЛТУЛАКСКОГО КОМПЛЕКСА
С.Д. Великославинский, А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.В. Толмачева, А.М. Ларин, А.А. Сорокин, А.П. Сорокин, К.-Л. Ван 42

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ РАННИХ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ТЕКТОНИКА И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА
А.Е. Верниковская, Н.Ю. Матушкин, В.А. Верниковский, П.И. Кадильников 44

ГРАНИТЫ И КОЛЛИЗИОННЫЙ ОРОГЕНЕЗ
А.Г. Владимиров 47

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА: НОВЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
В.Ю. Водовозов, А.Р. Зверев, М.А. Баклан, Е.Л. Щербакова 50

ГЕОХИМИЯ И Ar-Ar ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН
Н.И. Волкова, В.А. Симонов, А.В. Травин, С.И. Ступаков, Д.С. Юдин 53

ЭТАПЫ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА (НА ПРИМЕРЕ БАТЕНЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ)
А.А. Воронцов, Т.Ф. Газизова 57

ПЕРВЫЕ U–Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ЩЕЛОЧНЫМ ПОРОДАМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИХУБСУГУЛЬЯ, МОНГОЛИЯ
В.В. Врублевский, И.Ф. Гертнер, А.Э. Изох 59

ВРЕМЕННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ: НОВЫЕ U–Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ
В.В. Врублевский, А.Д. Котельников, С.Н. Руднев 62

ИЗОТОПНЫЙ (Nd, Sr, Pb, O) СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД НАГОРЬЯ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА
В.В. Врублевский, А.В. Никифоров, А.М. Сугоракова, Д.А. Лыхин 65

ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СВИНЦА В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ КИЯ-ШАЛТЫРСКОГО ГАББРО-УРТИТОВОГО ПЛУТОНА, КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ
В.В. Врублевский, А.В. Чугаев, И.Ф. Гертнер 68

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РАННЕТРИАСОВЫХ ГРАНИТОИДОВ АТУРКОЛЬСКОГО ИНТРУЗИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)
О.А. Гаврюшкина, Н.Н. Крук, С.П. Шокальский, С.Н. Руднев 71

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДНОГО И ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ БУМБАТСКОГО РУДНОГО УЗЛА И ИХ ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ (ОЗЕРНАЯ ЗОНА МОНГОЛИИ)
И.В. Гаськов, А.С. Борисенко, В.В. Бабич, А.А. Боровиков 74

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ОЛЬХОНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, М. Чо, В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов 77

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГАББРОИДНОГО И ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ПРЕДЕЛАХ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ КАЛЕДОНИД
И.В. Гордиенко, Д.В. Гороховский, А.Л. Елбаев, Т.Б. Баянова 80

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРОКСЕНИТОВ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО МАССИВА: МАНТИЙНЫЙ ПРОЦЕСС ФОРМИРОВАНИЯ ПИРОКСЕНИТОВ ПО ПЕРИДОТИТАМ
М.А. Горнова, А.А. Каримов 83

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 3-ДВ
Е.Ю. Гошко, А.С. Ефимов, А.С. Сальников 85

ГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА НА ЭТАПЕ $T_3r_2–J_3v$
В.С. Гриненко 88

МЕЛ-ЭОЦЕНОВАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ
А.И. Гусев, Н.И. Гусев 91

МАГМАТИЗМ СТАДИИ ЗАКРЫТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В РУДНОМ АЛТАЕ И ИРТЫШСКОЙ ЗОНЕ СМЯТИЯ
Н.И. Гусев, С.И. Федак 93

СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЕ СООРУЖЕНИЕ ДЕРЕВЯННЫХ ГОР НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ (О. НОВАЯ СИБИРЬ): ПРИЧИНЫ И ВОЗРАСТ ДЕФОРМАЦИЙ
М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев 96

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)
К.Е. Дегтярев, Т.Ю. Толмачева, А.А. Третьяков 97

ФОРМАЛИЗОВАННЫЙ АНАЛИЗ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ СИБИРИ
А.Н. Диденко 100

МОДЕЛЬ СУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА И ЕЕ ПРИЛОЖЕНИЯ К КАМЧАТСКИМ ВУЛКАНАМ
Н.Л. Добрецов 103

ОДНОМЕРНЫЕ МОДЕЛИ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ
А.А. Добрынина, В.А. Саньков, В.В. Чечельницкий 104

ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ПОРОД НИЖНИХ ПЛАСТИН СЕРИИ КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Н.В. Родионов, Т. Ванг 106

ИЗОТОПНЫЙ КОНТРОЛЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННОЙ ЦИПИКАНСКОЙ ТОЛЩЕ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Н.А. Доронина, Л.К. Левский 109

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB И SM-ND ДАТИРОВАНИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ ОЛНИНСКОЙ ТОЛЩИ (БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА)
Н.А. Доронина, О.Р. Минина, Т.Б. Баянова, Е.С. Богомолов, Г.Е. Некрасов, И.П. Падерин 111

ВЫСОКОТОЧНАЯ ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ СВИНЦА РУД ЗОЛОТОРУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ НА ПРИМЕРЕ КАРИЙСКОГО И АПРЕЛКОВСКОГО РУДНЫХ УЗЛОВ
С.И. Дриль, А.М. Спиридонов, Н.С. Герасимов, Т.А. Владимирова, Н.Н. Ильина 114

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗИТОВ ОФИОЛИТОВОГО ПАРАГЕНЕЗА ГОР СЕВЕРНОЙ, ЗЕЛЕНОЙ И БАРХАТНОЙ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)
Н.А. Дугарова 117

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ МОНГОЛИИ ПО ДАННЫМ О ПАРАМЕТРАХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ
С. Дэмбэрэл, А.В. Ключевский, Г. Баяраа 119

ЛАМПРОИТЫ КАРНИЙСКОГО ВОЗРАСТА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ И ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ АЛМАЗОНОСНОСТЬ: НОВЫЕ ДАННЫЕ $^{40}Ar/^{39}Ar$ ДАТИРОВАНИЯ
А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, В.В. Рябов 122

СВЯЗЬ ПЛАТИНОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ С КРУПНЫМИ ИЗВЕРЖЕННЫМИ ПРОВИНЦИЯМИ
А.Э. Изох 125

СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ИЛИН-ТАССКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (АРКТИКО-АЗИАТСКИЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОЯС)
Л.П. Имаева, В.С. Имаев, Б.М. Козьмин, К.Г. Маккей 127

АНИЗОТРОПИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ КАК ИНДИКАТОР ИЗМЕНЕНИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА НА ПРИМЕРЕ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА УСТЬ-ОДИНСКИЙ (ПРЕДБАЙКАЛЬЕ)
А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов 130

ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТЬ, СТРУКТУРА И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ
А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская 132

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ МЕТОДОМ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ
М.М. Кобелев, В.В. Мордвинова, С.И. Орешин, М.А. Хритова, Е.А. Кобелева 134

ВОЗРАСТ, ЮВЕНИЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК И ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ОБРАМЛЕНИЯ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА
А.М. Козловский, А.В. Никифоров, Д.А. Лыхин, А.В. Травин, В.М. Саватенков 137

ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО ПОЗДНЕТРИАСОВОГО-РАННЕПАЛЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМА УДИНО-ВИТИМСКОГО СЕКТОРА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
Т.Ю. Комарицына, А.А. Воронцов 140

НОВЫЕ ПЕТРОМАГНИТНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ БАЗИТАМ ВИЛЮЙСКОЙ ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ
К.М. Константинов, В.А. Кравчинский, Ш.З. Ибрагимов, И.К. Константинов, А.А. Яковлев, М.Д. Томшин, А.И. Киселев, В.П. Корнилова, Е.В. Артемова 143

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД
С.И. Костровицкий 146

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ ИЗ ГИПЕРБАЗИТОВ СИБИРИ И УРАЛА
А.В. Котляров, В.А. Симонов, А.С. Степанов, В.С. Приходько, С.И. Ступаков, Ю.Р. Васильев 148

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ КАТУГИНСКОГО Ta-Nb МЕСТОРОЖДЕНИЯ
А.Б. Котов, Н.В. Владыкин, А.М. Ларин, Д.П. Гладкочуб, Е.Б. Сальникова, Е.В. Толмачева, Т.В. Донская, С.Д. Великославинский, С.З. Яковлева 151

С-ИЗОТОПНЫЕ СОБЫТИЯ В РАЗРЕЗЕ ВЕНДА ПРЕДПАТОМСКОГО ПРОГИБА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
Б.Б. Кочнев, Б.Г. Покровский 153

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ КАТУНСКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
Н.Н. Крук, И.В. Николаева, М.Л. Куйбида 155

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ХАНГАЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ: ИСТОЧНИКИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, В.М. Саватенков 158

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА) НА ОСНОВЕ МИКРОБИАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
Н.Б. Кузнецов, С.А. Анисимова, А.В. Шацилло, С.Г. Серов, А.В. Бондарев 161

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО U-PB ВОЗРАСТАМ И HF-РЗЭ-СИСТЕМАТИКАМ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ БРУСОВСКОЙ СВИТЫ БЕЛОМОРЬЯ: НАЧАЛО КОЛЛИЗИИ АРКТИДЫ И БАЛТИКИ НЕ РАНЕЕ 540 МЛН ЛЕТ НАЗАД
Н.Б. Кузнецов, Е.А. Белоусова, А.С. Алексеев, Т.В. Романюк 165

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД В РИФТОВЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ (БАРГУЗИНСКАЯ ВПАДИНА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ)
Е.А. Кузьмина 169

О ПРИСУТСТВИИ ВЫХОДОВ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА В ЗААНГАРЬЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) И НАИБОЛЕЕ ВЕРОЯТНОМ СЦЕНАРИИ ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ НА ПРОТЯЖЕНИИ НЕОПРОТЕРОЗОЯ
А.Б. Кузьмичев, Е.В. Скляров 172

ЭКЛОГИТ-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС ЮЖНО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
К.В. Куликова, М.М. Буслов, Е.В. Скляров, А.В. Травин 174

ЭКЛОГИТ-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС ХРЕБТА МАРУНКЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)
К.В. Куликова, Д.А. Варламов 177

ОСНОВНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ, СВЯЗАННЫЕ С МИГМАТИТАМИ, ОСТРОВ ОЛЬХОН
Л.В. Кущ, В.А. Макрыгина, Л.Ф. Суворова 180

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕТАВУЛКАНИТОВ ЦАГАН-ЗАБИНСКОГО КОМПЛЕКСА ПРИОЛЬХОНЬЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
А.В. Лавренчук, Е.В. Скляров, В.С. Федоровский, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.Б. Котов, А.М. Мазукабзов 183

ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ГРАНИТОИДНОМ ФУНДАМЕНТЕ И ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ КОЧКОРСКОЙ ВНУТРИГОРНОЙ ВПАДИНЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ)
Е.В. Лаврушина, Е.С. Пржиялговский 185

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КУКШЕРО-ИЙСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)
В.И. Левицкий 188

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ В ЗЕМНОЙ КОРЕ: НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА
М.Г. Леонов 191

ПЬЕНИНСКИЙ УТЕСОВЫЙ ПОЯС (КАРПАТЫ) И ГЛАВНЫЙ МОНГОЛЬСКИЙ ЛИНЕАМЕНТ: СТРУКТУРА, ЭВОЛЮЦИЯ, СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, КОНВЕРГЕНЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ
М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина 194

ВЕНДСКИЕ ТИЛЛИТЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА – ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О ЕГО ЭКЗОТИЧЕСКОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ (ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ)
Е.Ф. Летникова, И.А. Вишневская, С.И. Школьник, А.И. Прошенкин 197

СТРУКТУРА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА СЕЛЕНГИНСКОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Е.В. Скляров, А.В. Иванов, Ванг Тао, Лингсен Зенг 199

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ. ПЕРВАЯ НАХОДКА
А.Я. Медведев 201

ОСОБЕННОСТИ КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР И РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ПАМИРСКОГО СЕКТОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА
В.Е. Минаев 204

ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЙ ПРОЕКТ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
А.В. Мироманов, А.О. Агеев, К.А. Вишняков 206

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗАБАЙКАЛЬСКОМ КРАЕ
А.В. Мироманов, К.А. Вишняков, А.О. Агеев 208

ЭПИКРАТОННОЕ ПРИМЫКАНИЕ ЦАПП И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ЭНДОГЕННУЮ МЕТАЛЛОГЕНИЮ ВЕРХОЯНЬЯ
В.М. Мишнин, В.С. Гриненко 210

U-PB (SHRIMP-II) ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ В ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ БАЗАЛЬТАХ ПРЕДДУГОВОЙ ЗОНЫ ТАННУОЛЬСКО-ХАМСАРИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ТУВА)
А.А. Монгуш, Н.И. Гусев 213

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАГУЛЬСКОЙ СВИТЫ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ (ПРИСАЯНЬЕ)
З.Л. Мотова, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов 216

НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ САНГИЛЕНСКОГО НАГОРЬЯ: ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧИКСКОГО МАССИВА
А.В. Никифоров, А.М. Сугоракова, В.В. Врублевский, Д.А. Лыхин 219

ПРОЦЕСС МИГРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ТУРЦИИ
А.В. Новопашина 220

ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЕНИСЕЙСКИЙ АМФИБОЛИТО-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ): РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ U-Pb ВОЗРАСТА ЦИРКОНОВ И P-T ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА
А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, И.И. Лиханов, Н.В. Дмитриева 222

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ В МИНУСИНСКОМ ПРОГИБЕ И ЕГО ГОРНОМ ОБРАМЛЕНИИ
О.Ю. Перфилова, А.А. Воронцов, М.Л. Махлаев 225

УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ НЕСОГЛАСИЙ
Э.М. Пинский, Ю.Б. Миронов 227

НОВЫЕ ДАННЫЕ В ПОЛЬЗУ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СОВМЕЩЕННОСТИ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРИ И ТИМАНСКОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИКИ НА РУБЕЖЕ ДОКЕМБРИЯ И ПАЛЕОЗОЯ
Н.С. Прияткина, В.Дж. Коллинз, А.К. Худолей, А.В. Шацилло, А.В. Купцова 230

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ОТЛОЖЕНИЙ ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО ПРОГИБА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) ПО ДАННЫМ U-PB (LA ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ
Н.С. Прияткина, А.К. Худолей, В.Дж. Коллинз, А.В. Шацилло, В.Э. Павлов 233

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПЛОЩАДНОЙ СЪЕМКИ МЕТОДОМ ЭМЗВП НА УЧАСТКЕ БАРУН-ХАЛ (ПРИОЛЬХОНЬЕ, БАЗА ПРАКТИК «ЧЕРНОРУД»)
М.О. Радько, В.В. Шульга, Ю.А. Давыденко 236

ВРЕМЕННАЯ СМЕНА ИСТОЧНИКОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ГРАНИЦЕ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО И САЯНО-МОНГОЛЬСКОГО РАСПЛАВНЫХ ДОМЕНОВ
С.В. Рассказов, И.С. Чувашова 239

ДЕТРИТОВЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb LA-ICPMS ДАТИРОВАНИЯ
Л.З. Резницкий, В.П. Ковач, С.А. Сасим, И.Г. Бараш, К.-Л. Ван, Й. Изука 241

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРОЕНИЮ, ВОЗРАСТУ И СОСТАВУ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ ТУВЫ
С.Н. Руднев, П.А. Серов, В.Ю. Киселева 244

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СВИНЦА ГРАНИТОИДОВ В ГЕРЦИНИДАХ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
В.М. Саватенков, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, З.Б. Смирнова 248

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (МЕТОД LA-ICP-MS) И ^{40}AR-^{39}AR ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРБОНАТИТОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ
В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова, Е.П. Базарова, А.В. Иванов, В.С. Каменецкий 251

СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ПЕРИФЕРИЙНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ (ТЕРРИТОРИЯ МОНГОЛИИ)
В.А. Саньков, А.В. Парфеевец, А.И. Мирошниченко, А.В. Саньков 254

ГЕНЕЗИС UHP ТИТАН-КЛИНОГУМИТОВЫХ ГРАНАТИТОВ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН) ПО МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ
А.Ю. Селятицкий 256

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМИНА «ПЕРИДОТИТ» В ОТНОШЕНИИ «КОРОВЫХ» UHP УЛЬТРАБАЗИТОВ Fe-Ti ТИПА
А.Ю. Селятицкий 259

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЗИИ ПО ДАННЫМ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ ВОЛН РЭЛЕЯ
А.И. Середкина, В.М. Кожевников, О.А. Соловей 262

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 17 ЯНВАРЯ 2014 Г. (M_w=4.3) НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ
А.И. Середкина, В.И. Мельникова, Н.А. Гилева, Я.Б. Радзиминович 264

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ТЯНЬ-ШАНЯ
В.А. Симонов, А.В. Котляров, И.Ю. Сафонова, С.И. Ступаков 267

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ПАЛЕОГЕЙЗЕРИТЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (ПРИОЛЬХОНЬЕ) – НОВЫЙ ТИП ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД
Е.В. Скляров, Т.М. Сковитина, А.Б. Котов, О.А. Склярова 270

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ И SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ УСЛОВНО ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ – РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ДАГМАРСКОЙ ТОЛЩИ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ДИАБАЗОВ, ГАББРО-ДИАБАЗОВ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (НОРА-СУХОТИНСКИЙ ТЕРРЕЙН)
Ю.В. Смирнов, А.А. Сорокин 273

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХИНГАНСКОЙ СЕРИИ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
Ю.Н. Смирнова, А.А. Сорокин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, Ю.В. Плоткина, С.З. Яковлева 274

ВЕЛИКИЕ ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СУХИЕ ПУСТЫНИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ – НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ КРИОГЕНИЯ
Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая 277

ПЕРВАЯ НАХОДКА РАНГЕОМОРФНЫХ ОРГАНИЗМОВ В КАЧЕРГАТСКОЙ СВИТЕ ПРИБАЙКАЛЬЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЭДИАКАРСКОЙ ПАЧКИ СТРАТОТИПА ЭДИАКАРАНА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ
Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая 279

ВОЗРАСТ ПЛАГИОГРАНИТОВ ГЕРБИКАНСКОГО ФРАГМЕНТА ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА БАЛАДЕК (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)
А.А. Сорокин, И.В. Бучко, Н.М. Кудряшов 281

КЕМБРИЙ-ОРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ПЕРВЫЕ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ
А.А. Сорокин, Р.О. Овчинников, Н.М. Кудряшов 283

ПЕРВЫЕ $^{40}Ar/^{39}Ar$ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД УДСКОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)
А.А. Сорокин, А.П. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин 286

КОРРЕКТИРОВКА СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА
А.М. Станевич 289

КОРРЕЛЯЦИЯ И МИКРОФОССИЛИИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ ЧАЙКИНСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВ. 279
А.М. Станевич, Т.А. Корнилова, А.М. Мазукабзов, А.Г. Вахромеев 291

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭНИГМАТИТ-РЁНИТ В ТАЖЕРАНСКОМ МАССИВЕ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
А.Е. Старикова, Е.В. Скляров 294

СМЕНА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ В АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЕ ЦЭЛСКОГО ТЕРРЕЙНА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ) НА ОСНОВЕ P-T РЕКОНСТРУКЦИЙ ПО ЗОНАЛЬНОСТЯМ ГРАНАТОВ
В.П. Сухоруков, О.П. Полянский, С.В. Зиновьев 297

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
Т.Ю. Тверитинова 299

АПРОБАЦИЯ ТЕХНОЛОГИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ДЛЯ ПОИСКОВ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ В ПРИОЛЬХОНЬЕ
К.Ю. Ткачева, А.В. Шаргородский, Ю.А. Давыденко, С.В. Снопков 302

АПРОБАЦИЯ ТЕХНОЛОГИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ НА АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТАХ ПРИОЛЬХОНЬЯ
К.Ю. Ткачева, А.В. Шаргородский, Ю.А. Давыденко, С.В. Снопков 305

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНОРОГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА
А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, К.Н. Шатагин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, А.В. Рязанцев, А.В. Пилицына 308

ВОЗРАСТ, РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЙ И ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf СОСТАВ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ИРКУТНОГО БЛОКА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА
О.М. Туркина, Н.Г. Бережная 311

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИРКУТНОГО БЛОКА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА
О.М. Туркина, С.Л. Пресняков 314

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЭДИАКАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА
Н.М. Федорова, Н.М. Левашова, М.Л. Баженов, Н.Б. Кузнецов, А.В. Маслов, М.Т. Крупенин, Дж. Дж. Меерт, И.В. Голованова, К.Н. Данукалов 315

СТРУКТУРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ В ГЛУБИННОЙ ЗОНЕ КОСОЙ КОЛЛИЗИИ ХРЕБТА ТОМОТА (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, БАЙКАЛ)
В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская 317

АССОЦИАЦИИ ПОРОД – ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА
Е.В. Хаин, А.А. Федотова, Г.Е. Некрасов, А.В. Орлова, А.А. Разумовский 320

БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ ГЕРЦИНИД: ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ
С.В. Хромых 323

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ПРЕДЕЛАХ КОЛЛИЗИОННОГО ШВА (ПРИОЛЬХОНЬЕ)
А.В. Шаргородский, Ю.А. Давыденко, А.С. Башкеев 325

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ ГОРНОВ НА УЧАСТКЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ (ПРИОЛЬХОНЬЕ)
А.В. Шаргородский, Ю.А. Давыденко, К.Ю. Ткачева 328

ДОПАНГЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТЫ
А.В. Шацилло 330

ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТОТИПИЧЕСКОМУ РАЗРЕЗУ ЛОПАТИНСКОЙ СВИТЫ ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО ПРОГИБА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ): К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ТЕРМИНАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ ДОКЕМБРИЯ РЕГИОНА
А.В. Шацилло, Н.Б. Кузнецов, В.Э. Павлов 331

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕСТРУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ
С.И. Шерман 333

ИСТОЧНИКИ СНОСА И ВОЗРАСТНОЙ ДИАПАЗОН НАКОПЛЕНИЯ ДЛЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХАМАРДАБАНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА
С.И. Школьник, А.М. Станевич, Л.З. Резницкий, В.Б. Савельева 337

СОХРАННОСТЬ РАДИОГЕННОГО АРГОНА В СТРУКТУРЕ ФЛОГОПИТА В УСЛОВИЯХ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ
Д.С. Юдин, С.А. Новикова, А.В. Травин, Е.И. Жимулев, Н.С. Тычков, Н.Г. Мурзинцев, Т.Н. Мороз 340

СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ БАТОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ХАНГАЙСКОГО БАТОЛИТА)
В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский 343

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 346

НАХОДКА ВЕРХНЕПАЛЕОГЕН-НИЖНЕНЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОШАГАЧСКОЙ СВИТЫ В ДОЛИНЕ Р. ДЖАЗАТОР (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ) В СВЕТЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

А.Р. Агатова, Р.К. Непоп*, М.А. Бронникова **, Н.А. Рудая****

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, agatr@mail.ru
**Москва, Институт географии РАН
***Новосибирск, Институт археологии и этнографии СО РАН

Олигоцен-нижнемиоценовые отложения кошагачской свиты в пределах Горного Алтая и Западной Тувы широко распространены в Джулукульской, Чуйской, Курайской, Тархатинской, Бертекской и Самахинской межгорных впадинах, участками по периферии Чуйской и Самахинской впадин, а также в долинах рек Каргы, Теустан, Кускуннур, Аргамджи, Канас, Аккем и на Карагемском перевале. Отложения свиты представлены озерными, озерно-болотными, аллювиально-озерными и аллювиальными образованиями с прослоями бурых углей, количество которых может варьироваться от трех до двадцати и выше. Буроугольные прослои могут иметь промышленные мощности либо образуют проявления. Характерными чертами свиты является наличие сидеритовых конкреций и обломков лигнитизированной древесины в глинах и алевритах, стяжений гипса в бурых углях, пластов «горельников» с отпечатками листовой флоры и раковин моллюсков. Возраст свиты характеризуют определения листовой флоры, спор и пыльцы **[1]**.

Мы приводим данные о новом местонахождении отложений верхнего палеогена – нижнего неогена в Горном Алтае. В 2011–2013 гг. нами был исследован участок долины р. Джазатор ниже устья правого притока р. Тюнь. Новейшее Самахинско-Джазаторское понижение заложено по зоне разломов, разделяющих Чуйско-Сайлюгемское поднятие и плоскогорье Укок. Понижение состоит из ряда мелких впадин, в том числе Тархатинской и Самахинской, в которых установлены отложения кошагачской свиты, и соединяющей их долины Джазатора/Аргута, где ранее эти отложения известны не были. Южно-Чуйский хребет (центральная часть Чуйско-Сайлюгемского поднятия) представляет собой асимметричную вытянутую в субширотном направлении складку. Оба крыла этой складки – пологое и протяженное северное, крутое и короткое южное – разбиты продольными разломами, по которым в поднятие вовлечены приклоновые части днищ Чуйской впадины (с севера) и долины Джазатора (с юга) **[2]**.

Активные тектонические подвижки по разломам на южном макросклоне хребта привели к оползанию вздернутых на склон рыхлых отложений, выполняющих долину Джазатора. Отложения кошагачской свиты вскрыты в многочисленных искусственных обнажениях в теле обширного древнего оползня. В террасированном оползневом теле смешаны и смяты в складки сероцветные грубообломочные морены и желто-бурые и зеленовато-серые озерно-болотные глины с прослоями бурого угля (до трех горизонтов), затронутые процессами лимонитизации и осульфачивания. В ряде обнажений под оползневой массой залегают горизонтально-слоистые желто-бурые суглинки и глины с прослоями крупнозернистого песка и стяжениями ярко-охристой плотной глины. В стенке отрыва моренные отложения залегают субгоризонтально, в их подошве цемент имеет рыжеватый цвет за счет ассимиляции подстилающих отложений. Поверхность оползня перекрыта субаэральным буро-рыжим покровным суглинком. По поверхности оползня, в свою очередь, происходит массовое оползание крупных моренных валунов, создающее ложное впечатление, что террасы вырезаны в морене. Органика буроугольных слоев в верхней части оползня, сохраняющих, несмотря на интенсивное смятие, первичную структуру, дегидратирована, частично литифицирована и содержит многочисленные углефицированные остатки морфологически сохранных растительных тканей. В нижней части оползневого тела в эрозионной террасе дорожной выемкой вскрыты очень рыхлые органоминеральные перегнойные прослои с признаками вязкопластического течения. Органическая компонента этих прослоев, содержащих 16 % органического углерода, окисляемого бихроматом калия в присутст-

вии серной кислоты, состоит из небольшого количества сильно разложенных растительных остатков и тонкодисперсного аморфного органического вещества – гумуса. В придорожном обнажении длиной около 25 м перегнойные прослои мощностью от 2–3 до 150 см как перекрывают, так и подстилают сероцветные валунные суглинки. Наблюдается унаследованность карманов в перегнойных прослоях и современных ложбин, секущих террасу. Местами эти прослои выходят на дневную поверхность и преобразуются современными почвенными процессами с участием лесной и травянисто-кустарниковой растительности.

Нами был проведен отбор образцов из буроугольных/перегнойных слоев и вмещающих отложений на спорово-пыльцевой, палеокарпологический анализы и анализ остракод; из буроугольных/перегнойных слоев – на определение биосостава, микроморфологического строения и радиоуглеродное датирование, в том числе АМС методом. Анализ биосостава позволил О.Н. Успенской реконструировать влажные лугово-болотные условия как для буроугольных слоев, так и для продукта их переотложения – органоминеральных перегнойных слоев в нижней части склона. В буроугольных слоях содержится от 15 до 80 % от общей суммы идентифицированных растительных остатков ткани ивы *Salix,* тогда как в перегнойных слоях ива не идентифицирована. Ни в одном из образцов И.И. Тетериной и Л.Б. Хазиным ископаемые семена и остракоды обнаружены не были. Палинологические спектры перегнойных отложений указали на произрастание в период формирования исходного для них субстрата хвойных лесов с участием ели, сосны, тсуги, пихты и березы с сохранением небольшого количества широколиственных пород. Несмотря на попадание шести радиоуглеродных дат перегнойных отложений (выполненных для образцов большого объема) в интервал 16–25 тыс. лет – верхний плейстоцен, установленное значимое (до 16 %) количество пыльцы Tsuga и ее удовлетворительная сохранность как в перегнойных прослоях, так и во включающих их глинах нижней террасы, на наш взгляд, исключает предположение о дальнем переотложении древней пыльцы, например, из верхнепалеоген-неогеновых отложений расположенной выше Тархатинской впадины. Скорее, несоответствие радиоуглеродного возраста отложений и возраста содержащейся в них пыльцы (в начале раннего плейстоцена экзотические хвойные породы на Алтае вымирают), а также таких «неплейстоценовых» характеристик этих отложений, как буроугольные слои и насыщенность сульфатами, позволяет поставить вопрос о характере постседиментационных изменений третичных отложений в результате последующих тектонических и экзогенных процессов. Одной из причин такого несоответствия может являться поступление молодого органического вещества вследствие почвообразования по выведенным на поверхность древним буроугольным отложениям. Кроме того, состав и текстура органогенных прослоев нижней террасы указывают на возможный флювиальный характер их преобразования при преобладании процессов солифлюкции и криотурбации.

Установление нового местонахождения третичных отложений уточняет палеогеографические и неотектонические построения для территории Горного Алтая. Наличие буроугольных прослоев в прибортовых частях современных впадин, вовлеченных в поднятие растущими хребтами, указывает на накопление осадков в мелководной прибрежной зоне, в условиях торфяных болот, и, таким образом, свидетельствует о существовании невысоких поднятий на месте современных хребтов уже в конце палеогена – начале неогена. Нахождение буроугольных отложений в долине Джазатора позволяет предполагать наличие к югу от узкого субширотно вытянутого Чуйско-Сайлюгемского палеоподнятия единого озерного бассейна, по всей видимости, соединявшегося с Курайско-Чуйским бассейном через Тархатинский и Карагемский проливы. Не исключено, что мог существовать и единый очень крупный водоем, в котором над растущим (остаточным?) Чуйско-Сайлюгемским поднятием в зоне мелководья накапливались мощные толщи органики, преобразованные впоследствии в буроугольные отложения. В настоящее время эти отложения в результате тектонических движений выведены на поверхность нижней ступени Южно-Чуйского хребта и погребены под осадками в Самахинской и Тархатинской впадинах. В целом, распространение отложений кошагачской свиты позволяет рассматривать юго-восточную часть Горного Алтая и смежный район Тувы как наиболее древнюю зону горообразования в пределах Алтайского кайнозойского поднятия.

[1] *Федак С.И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист M-45, Горно-Алтайск. Объяснительная записка.

СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.

[2] *Агатова А.Р.* Неотектоническое строение, механизм и этапы развития Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай) // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Материалы региональной научно-практической конференции. Барнаул: Изд-во Алтайского государственного университета, 2000. С. 165–169.

ДИНАМИКА ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ И ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛГУТИНСКОЙ Mo-W РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

И.Ю. Анникова **, С.З. Смирнов* ** ***, Е.Н. Соколова* ** ***, А.Г. Владимиров* **, А.В. Травин* **, С.В. Хромых* ****

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, iyuannikova@mail.ru
**Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru
***Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Калгутинская рудно-магматическая система (РМС), представленная одноименным массивом редкометалльных гранитов, дайковым поясом онгонитов и эльванов и крупным Mo-W кварцево-жильно-грейзеновым месторождением, расположена в южной части Горного Алтая, вблизи государственной границы России с Китаем, Казахстаном и Монголией **[1, 7].** Магматические комплексы Калгутинской РМС включают в себя биотитовые порфировидные граниты главной фазы, лейкограниты фаз дополнительных интрузий (с запада на восток – Аргамджинский, Джумалинский и Восточный штоки) и калиевые и натриевые разновидности онгонитов, слагающие Восточно-Калгутинский дайковый пояс (ВКП) (рис. 1). По геологическим наблюдениям в горных выработках Калгутинского месторождения были зафиксированы взаимоотношения гидротермальных жил с дайками ВКП, указывающие на внутрирудную природу отдельных даек, то есть эти дайки как секутся кварцево-рудными жилами, так и сами секут их **[1].**

Породы главной фазы и фаз дополнительных интрузий Калгутинского редкометалльно-гранитного массива являются высокоглиноземистыми, умеренно-щелочными биотитовыми, двуслюдяными, мусковитовыми и турмалин-слюдистыми гранитами и лейкогранитами. Содержания фтора и фосфора в них близки к кларковым для гранитоидов. Пегматитовые образования являются местом скопления выделившегося в ходе становления штоков магматического флюида, их количество уменьшается по мере удаления от месторождения.

Составы даек ВКП отвечают онгонитам, в которых значение Na_2O/K_2O варьируется вблизи 1. Среди них выделяются разновидности, относительно обогащенные Na или K. В составе пояса преобладают дайки, представленные породами с превышением K_2O над Na_2O, которые иногда рассматриваются как эльваны. Главные вкрапленники онгонитов ВКП – калиевый полевой шпат, альбит, кварц, мусковит, в единичных дайках – биотит. В подчиненных, но значительных количествах встречаются апатит и флюорит. Акцессорными являются танталит-колумбит, монацит, ксенотим, вольфрамит, тантало-титано-ниобаты редкоземельных элементов. Содержание турмалина во всех типах пород незначительно. Онгониты ВКП имеют специфический химический состав. Для них характерно невысокое содержание F (не более 0.5 мас. %) и высокое – P_2O_5 (до 0.9 мас. %) на фоне суммарного высокого содержания редких щелочных металлов (Li+Rb+Cs до 5000 ppm). Таким образом, они относятся к высокоредкометалльным низкофтористым высокофосфористым кислым породам с высоким содержанием глинозема и нормальным до умеренного суммарного содержания щелочей.

Ar-Ar изотопное датирование магматических пород выполнено по восьми монофракциям мусковита, грейзенов – по сливному кварц-мусковитовому агрегату (онкозину). Во всех полученных возрастных спектрах наблюдается четкое плато, среднее взвешенное по которому и принято за возраст закрытия K/Ar изотопной системы в соответствующем минерале. Наиболее молодые оценки возраста даек ВКП – 179.7±1.3 млн лет и 184.3±1.4 млн лет – получены для калиевых онгонитов (или эльванов) юго-восточного и восточного флангов ВКП, наиболее древние оценки возраста пород ВКП – 202.2±2.1 млн лет – для эльванов, обнаженных на III разведочном участке месторождения (рис. 1). Две оценки возраста, полученные для протяженной дайки из осевой части пояса, характеризующейся наиболее высокими содержаниями фтора, фосфора и редких металлов, дали близкий результат: «эльвановая часть дайки» – 195.0±2.1 млн лет, «онгонитовая часть дайки» – 196.1±2.1 млн лет. Для грейзенов Молибденового штока

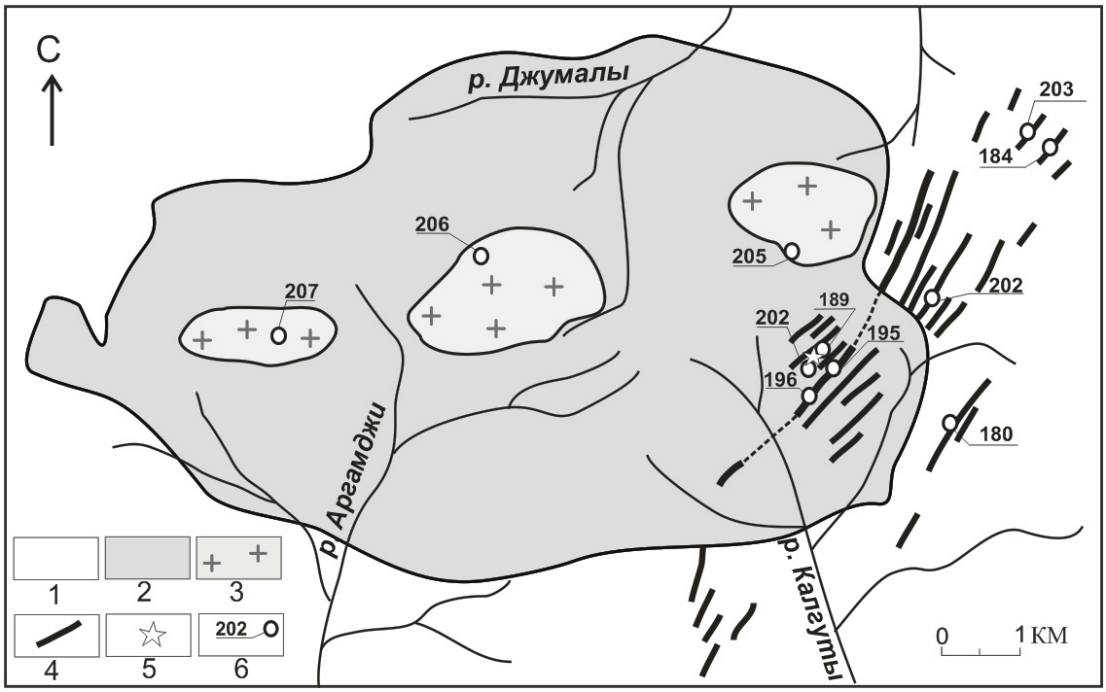


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Калгутинской Mo-W рудно-магматической системы (составлена по [1, 7] с дополнениями). *1* – девонские вулканогенно-осадочные отложения нерасчлененные; *2* – граниты главной интрузивной фазы; *3* – лейкограниты фаз дополнительных интрузий; *4* – дайки эльванов и онгонитов; *5* – грейзены «Молибденового штока» и пегматиты кварцевого ядра; *6* – места отбора проб и усредненный Ar-Ar возраст, млн лет (точные значения возраста см. в тексте).

значение возраста плато составило 188.8±1.4 млн лет, для лейкогранитов Джумалинского и Аргамджинского штоков – 205.9±2.2 и 206.6±2.2 млн лет соответственно, а для пегматитов из Восточного штока – 205.4±2.2 млн лет. Полученные новые геохронологические данные для пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса в целом согласуются с результатами предыдущих исследований. Так, проведенное ранее $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопное датирование двух даек из центральной части пояса и его восточного фланга дало результат в 202.4±2.0 млн лет и 203.4±1.5 млн лет соответственно **[1]**, а U-Pb датирование по циркону (метод SHRIMP II) двух даек из рудного поля месторождения – 204.0±2.0 млн лет и 200.8±1.1 млн лет **[4]**. Однако проведенное нами масштабное датирование ВКП позволило выявить, что диапазон формирования дайкового пояса составляет 179.7±1.3 – 204.0±2.0 млн лет, т.е. ~24 млн лет. Полученная оценка длительности формирования ВКП не согласуется с оценками продолжительности эволюции очагов типичной редкометалльной магмы в условиях закрытой камеры, которые составляют первые сотни тысяч лет.

Термобарогеохимия и флюидно-магматическое мантийно-коровое взаимодействие при эволюции глубинного очага редкометалльно-гранитной магмы. Детальные исследования флюидных и расплавных включений в кварце онгонитов ВКП показали, что вкрапленники этих даек кристаллизовались в более глубинной, чем дайки, камере(ах) из редкометалльных расплавов при высоком флюидном давлении (4.5–6.0 кбар) и температурах 565–620 °С **[9].** Кристаллизация вкрапленников проходила в водонасыщенных условиях в присутствии высокоплотного водного флюида. Эволюция петрогенных компонентов расплавов, формировавших ВКП, не подчиняется закономерностям, обусловленным только кристаллизационной дифференциацией редкометалльной магмы. Для состава расплавов, формировавших породы Восточно-Калгутинского пояса, характерен необычный тренд, направленный в сторону кварцевой вершины гаплогранитного треугольника, со смещением K/Na в сторону K (рис. 2). Обычно эволюция состава редкометалльных расплавов происходит по «альбитовому тренду». Причиной такой эволюции расплавов Восточно-Калгутинского пояса могло быть взаимодействие расплава с водными

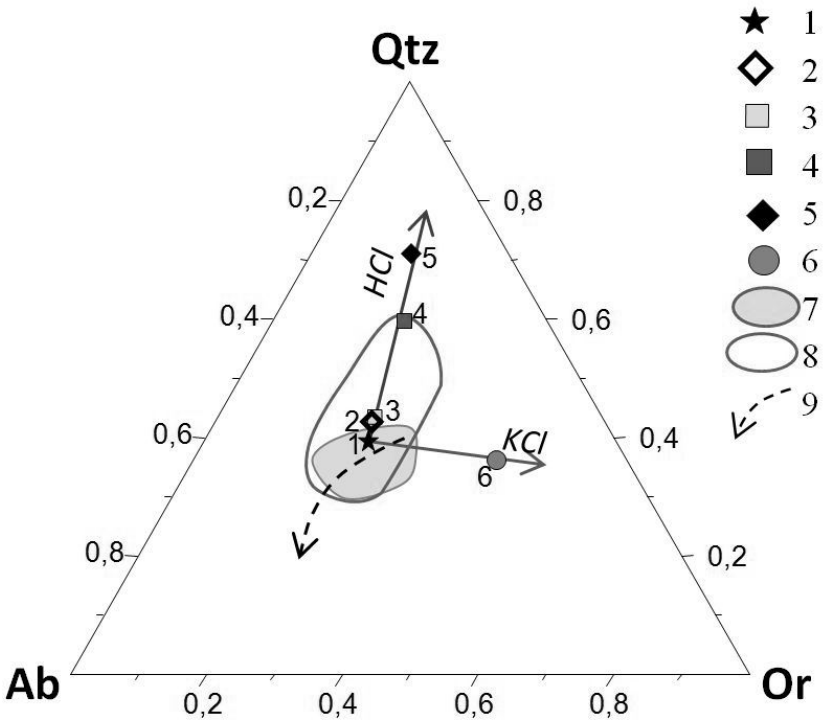


Рис. 2. Вариации состава гаплогранитного расплава, обусловленные взаимодействием с флюидной фазой (на примере онгонит-эльванового дайкового пояса Калгутинской РМС). *1–5* – состав расплава после взаимодействия с флюидной фазой (раствором HCl): *1* – 0.37 мас. %, флюид: расплав = 1:10 (точка 1 совпадает с составом исходного расплава), *2* – 5 мас. %, 1:10, *3* – 0.37 мас. %, 1:1, *4* – 0.37 мас. %, 5:1, *5* – 5 мас. %, 1:1; *6* – 8 мас. % KCl, 1:1; *7* – поле составов пород Восточно-Калгутинского пояса; *8* – поле составов РВ в кварце пород Восточно-Калгутинского пояса; *9* – смещение минимума котектик при повышенном давлении («альбитовый тренд»).

флюидами. Присутствие свободного флюида в момент кристаллизации вкрапленников доказывается наличием флюидных включений, сингенетичных с расплавными **[8]**.

Обсуждение результатов. Необычные особенности эволюции материнских расплавов (тренд в сторону обогащения кварцевым компонентом, увеличение K_2O/Na_2O и др.), большой диапазон возрастов даек дают основание предполагать, что развитие очага водонасыщенной редкометалльно-гранитной магмы ВКП невозможно рассматривать в рамках закрытой камеры. В данном исследовании предлагается механизм формирования состава расплавов редкометалльного очага путем взаимодействия между гранитной магмой и кислым водным флюидом, содержащим HCl, вероятнее всего – деривата мантийной базитовой магмы **[3, 1]**. Для обеспечения наблюдаемого тренда эволюции необходимо, чтобы отношение масс гранитного расплава и водного флюида составляло 1.5:1. Такое количество воды не может выделиться из гранитной магмы при ее кристаллизации и требует участия трансмагматического флюида из других источников **[8]**.

Подобный механизм изменения состава расплава под воздействием флюидной фазы можно рассматривать в рамках модели метамагматизма **[5, 6]**.

На южном Алтае свидетельствами такой связи являются проявления даек лампрофиров чуйского комплекса близкого возраста (236–234 и 250–242 млн лет) **[2]**. В качестве источника глубинного (мантийного) флюида при формировании Восточно-Калгутинского пояса можно предполагать либо прямое поступление из флюидонасыщенной щелочно-базитовой магмы, либо активизацию и конвекцию метаморфогенного флюида под воздействием тепла мантийного очага. Вероятно, этот дополнительный флюид, помимо участия в формировании и эволюции редкометалльных расплавов, обеспечил эффективное концентрирование рудных компонентов, что обусловило формирование крупного редкометалльного месторождения.

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (проект № 77, ОНЗ 10.3), РФФИ (проекты № 14-05-00712, 14-05-00747, 13-05-00471, 10-05-00913), а также Программы повышения конкурентоспособности Томского и Новосибирского государственных университетов.

[1] *Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский С.В., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А.* U-Pb, ^{39}Ar/^{40}Ar датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 90–108.

[2] *Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань.* Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 2001–2021.

[3] *Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В., Руднев С.Н. и др.* Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая: вклад в проблему происхождения расплавов, аномально обогащенных редкими щелочами и фосфором // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 7. С. 901–916.

[4] *Гусев Н.И.* Хронология магматизма (SHRIMP II) Калгутинской редкометалльно-вольфрам-молибденовой рудно-магматической системы (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 3. С. 280–296.

[5] *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968. С. 69–74.

[6] *Летников Ф.А.* Гранитогнейсовые купола и межкупольные прогибы // Геология рудных месторождений. 1984. № 3.

[7] *Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Бабкин Д.И., Никифоров А.Ю., Котегов В.И.* Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. Томск: STT, 2008. 226 с.

[8] *Соколова Е.Н.* Физико-химические условия кристаллизации гранитных расплавов редкометалльных дайковых поясов Южного Алтая и Восточного Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2014. 16 с.

[9] *Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И., Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Котлер П.Д.* Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 11. С. 1748–1775.

ВОЗРАСТ ПОСЛЕДНЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (ЖОМБОЛОКСКОЕ ЛАВОВОЕ ПОЛЕ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

С.Г. Аржанников, А.В. Иванов*, А.В. Аржанникова*, Е.И. Демонтерова*, М. Жоливе**, В.А. Буянтуев***, В.А. Осколков***, В.И. Воронин****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sarzhan@crust.irk.ru
**Ренн, Франция, Университет Ренн-1
***Иркутск, Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН

Жомболокское лавовое поле состоит из серии разновозрастных потоков, основной объем которых сформировался около 13 тыс. лет назад **[1]**. Среди лав ранних генераций имеются вкрапления молодых вулканических проявлений, которые расположены в верховье долины Хи-Гол и в приустьевой части р. Жомболок. Источник лав находился в долине Хи-Гол в районе вулкана Кропоткина. Перемещение лав происходило по тоннелям, сформированным в предыдущие фазы активизации. Проявление лав на поверхности произошло при уменьшении мощности лавового потока до 20–30 м в приустьевой части р. Жомболок. Морфологически лавы выглядят очень молодо, однако датирование прямыми методами возраста вулканических образований не представляется возможным. Единственным путем решения данной проблемы является косвенная оценка возраста дендрохронологическим и радиоуглеродным методами датирования.

В результате изучения поверхности молодых полей лав были обнаружены фрагменты стволов деревьев, затянутых в базальтовые обломки. На наш взгляд, это является важной находкой, дающей возможность датировать возраст последней вулканической активизации. Под базальтовыми корками были обнаружены девять фрагментов стволов деревьев хорошей сохранности. Также были взяты 30 образцов древесины ели и лиственницы (спилы мертвых и буровые керны живых деревьев) на «островах» старой лавы, расположенной среди молодых потоков, и с поверхности трех молодых лавовых полей и смежных территорий.

После измерения ширины годичных колец была проведена оценка возрастного тренда для каждого индивидуального дерева. Возрастная кривая аппроксимировалась негативной экспонентой, относительно которой рассчитывались индексы прироста и строились индивидуальные древесно-кольцевые хронологии (ИДКХ). Полученные индивидуальные древесно-кольцевые хронологии живых деревьев усреднялись вначале для каждого из трех лавовых полей, а затем в целом для всей совокупности деревьев района исследований и образовали абсолютно датированную обобщенную древесно-кольцевую хронологию (ОДКХ), в которой каждое годичное кольцо имело точно определенный календарный возраст. Путем перекрестного датирования каждой ИДКХ мертвых деревьев с ОДКХ живых деревьев был определен их календарный возраст. Затем эти хронологии также усреднялись вначале для каждого из трех лавовых полей (sites), а затем в целом для всей совокупности деревьев района исследований. В результате были созданы две ОДКХ живых и погибших деревьев. Применив к ним еще раз метод перекрестного датирования, мы объединили их, «состыковав» на участке, где кривые этих хронологий совпали, и получили генерализованную древесно-кольцевую хронологию (ГДКХ), характеризующую динамику ширины годичного кольца хвойных деревьев в районе исследований на протяжении последних девяти веков. Таким образом молодые лавовые поля образовались и являлись пригодными для произрастания древесной растительности не позднее 1114 года нашей эры, что является верхней границей возраста вулканической активизации на этом участке. АМС-датирование погребенного фрагмента древесины (образец JMB-13-6) позволило определить нижнюю возрастную границу (689–775 годы нашей эры, калиброванная дата) проявления вулканизма.

Радиоуглеродная дата и дендрохронологический анализ живой и мертвой древесины на Жомболокском потоке отражает временной диапазон между 689 и 1114 годами нашей эры, в течение которого, возможно, произошла вулканическая активизация и излияние лав, распро-

странившихся на расстояние 60–65 км. В то же время мы склоняемся к версии гибели дерева, фрагментом которого является образец JMB-13-6, от деформации поверхности старой лавы в результате ее взламывания в процессе перемещения молодых потоков базальтов. Соответственно калиброванный возраст (689–775 гг. нашей эры) образца JMB-13-6 может отражать вероятное время формирования молодых потоков.

Существуют ли исторические свидетельства извержений вулканов в долинах рек Жомболок и Ока? У Рашид-ад-Дина в его летописях **[2]** имеется рассказ о предках Чингиз-Хана, ушедших когда-то в местность Эргунэ-Кун, где есть упоминание о расплавлении горы и как результат исходе оттуда монгольских родов. Эргунэ-Кун имеет и другое прочтение – Эрхуу-Нэхун, где Эрхуу – это река Иркут в системе Тункинских впадин, олицетворяющая мужское начало, и Нэхун, преобразующееся из древнейших корней со значением женского, материнского начала в р. Аха (р. Ока) **[3]**. То есть крупный Иркуто-Окинский район и по топографии, и по топонимике подходит под понятие Эргунэ-Кун **[3, 4]**. Если мы обратимся к топонимике района реки Жомболок, то в непосредственной близости от лавового поля, да и на самом лавовом поле, обнаружим слова с основой «монгол». Это Монголжон и Монголжонгул. Если следовать утверждению С.Ш. Чагдурова **[3]** о том, что этноним «монгол» мог появиться только в III–VIII вв. нашей эры, то он мог появиться только в местности Эргунэ-Кун. Следовательно, с определенной долей уверенности мы можем утверждать, что часть монгольских племен могла находиться в долине р. Оки и ее притоках. Исход монгольских родов из Эргунэ-Куна **[2]** произошел за 400 лет до рождения Чингиз-Хана **[5, 4]**, т.е. в 755 или 762 г. нашей эры. Совпадение времени исхода монголов и времени формирования вулканических потоков говорит о том, что предки Чингиз-хана могли быть свидетелями неординарного по их меркам события, давшего сильный толчок к обширной перекочевке монгольских родов из местности Эргунэ-Кун.

Таким образом, в результате детального обследования молодых потоков обнаружены и датированы углеродсодержащие образцы, уточняющие историческое время последней активизации вулканизма. Для юга Восточной Сибири впервые получена древесно-кольцевая хронология, охватывающая временной период 1114–2013 гг. На основе АМС-датирования и дендрохронологического анализа фрагментов стволов деревьев определено время последних извержений базальтовых лав в долине р. Жомболок в возрастном диапазоне 689–775 гг. нашей эры. Анализ исторических документов и топонимики для исследуемого района дает основание сделать вывод об одновременности проявления вулканизма в историческое время и исхода предков Чингиз-Хана из урочища Эргунэ-Кун (долины рек Окинского плоскогорья) в 755 или 762 г. нашей эры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 13-05-00361); интеграционного проекта СО РАН № 77 и партнерского проекта СО РАН № 69.

[1] *Аржанников С.Г., Иванов А.В., Аржанникова А.В., Демонтерова Е.И., Орлова Л.А., Пигати Д.* Этапы формирования Жомболокского лавового поля (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 22–24.

[2] *Рашид-ад-Дин*. Сборник летописей. М.–Л., 1952. Т. 1–3. 995 с.

[3] *Чагдуров С.Ш.* Эргунэ-хун – прародина монголоязычных родов и племен // VII Международный конгресс монголоведов (Улан-Батор, август 1997 г.): Доклад российской делегации. М., 1997.

[4] *Коновалов П.Б.* Этнические аспекты истории Центральной Азии. Улан-Удэ, 1999. 214 с.

[5] *Сокровенное сказание*. *Монгольская хроника 1240 г.* (Перевод Козин С.А.). М., 1941. Т. 1. 611 с.

ИЗУЧЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНЕ БОЛНАЙСКОГО РАЗЛОМА (МОНГОЛИЯ)

А.В. Аржанникова, М. Ризза**, Ж.-Ф. Ритц***, К. Прентис****, Р. Вассалло*****, К. Ляррок******, С.Г. Аржанников*, М. Тодбилег*******, О. Явхаа********

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, arzhan@crust.irk.ru
**Экс-ан-Прованс, Франция, Научное объединение CEREGE
***Монтпеллье, Франция, Лаборатория Géosciences Montpellier, университет Монтпеллье–II
****Менло Парк, США, Научная организация US Geological Survey
*****Ле Бурже дю Ляк, Франция, Лаборатория ISTerre, университет Савойи
******София Антиполис, Франция, Лаборатория Géosciences Azur
*******Улан-Батор, Монголия, Монгольский университет науки и технологии

Болнайский разлом является активной сдвиговой структурой Северной Монголии, расположенной на месте западного окончания Монголо-Охотской сутуры, сформировавшейся в зоне закрытия Монголо-Охотского океана в мезозойское время. Разлом сгенерировал одно из крупнейших зарегистрированных внутриконтинентальных землетрясений мира – Болнайское землетрясение 23 июля 1905 г. (M 8.2–8.5). Это событие является одним из четырех сильнейших землетрясений, произошедших в данном регионе в XX в. **[1–3]**. Землетрясения локализуются вдоль крупных сдвиговых зон длиной несколько сотен километров, унаследованных от докайнозойских структур в процессе продвижения к северу деформаций, связанных с Индо-Азиатской коллизией **[4–7]**. Геодезические измерения (GPS) в Монголии и на прилегающей территории свидетельствуют о том, что коровые деформации распределяются через правосдвиговые разломы в Монгольском Алтае и левосдвиговые – в Центральной и Восточной Монголии **[8, 9]**. Геодезические результаты подтверждаются серией морфотектонических исследований, показывающих, что эти активные разломы имеют небольшие скорости смещений за последние 100 тыс. лет **[10–14]**.

Поверхностные деформации Болнайского разлома длиной 375 км, представляющего собой левый сдвиг с простиранием N095°E, сформированные в результате Болнайского землетрясения 1905 г., характеризуются яркой выраженностью в рельефе и сложностью строения. Они изучались и описывались многими исследователями **[2, 15–17]**. Деформации имеют на поверхности крупномасштабные характерные признаки, такие как трещины растяжения, имеющие длину десять метров, валы сжатия и депрессии, имеющие площадь в несколько десятков квадратных метров.

Кроме события 1905 г., в результате структурно-геоморфологических исследований в зоне Болнайского разлома были обнаружены смещения и от предыдущих сейсмических событий. На четырех участках разлома были замерены накопленные за несколько землетрясений смещения водотоков, они составили 175, 68, 27 и 68 м. Максимальное накопленное смещение, зафиксированное в рельефе вдоль зоны разлома, составляет около 4 км и интерпретируется как общее левосдвиговое перемещение по Болнайскому разлому **[17]**. GPS-измерения показывают современную скорость смещения по разлому в 2.6±1 мм/год **[8, 9]**. При этом геологическая скорость смещения (за долгосрочный период) для Болнайского разлома ни разу не исчислялась.

Мы изучили вышедший на поверхность разрыв сдвигового Болнайского разлома с использованием аэрофото- и космоснимков и проведенных полевых исследований вдоль центральной части разрыва 1905 г. Целью наших полевых исследований было определение геологической скорости смещения и интервалов повторяемости землетрясений на основе морфотектонического и палеосейсмологического анализа. В результате работ мы оценили скорость смещения на трех участках разлома, используя морфологический анализ хорошо сохранившихся смещенных водотоков и аллювиальных поверхностей **[17]**. Для палеосейсмогеологического анализа были заложены канавы в крест простирания разлома для определения возраста доисторических землетрясений, связанных с выходом разрывов на поверхность в течение голоцена. На изучаемом отрезке нами было заложено пять канав, и в трех из них обнаружены следы еще

двух событий, предшествующих землетрясению 1905 г. Были отобраны образцы на ^{14}C и OSL анализы, которые дадут нам информацию о времени этих сейсмических событий. В районе одной из траншей было измерено левостороннее сдвиговое смещение одного из водотоков – 17.0–17.5 м и двух других водотоков в 8.5–9.0 м. Наблюдения показали, что первая амплитуда сдвига является накопленной за два землетрясения и, таким образом, предыдущее событие также привело к сдвигу в 8.5 м, как и землетрясение 1905 г. **[17]**. Для точного определения смещений 1905 г. нами была использовала кинематическая GPS-система и построенные с ее помощью детальные цифровые модели рельефа в зонах деформаций. Проведенная оценка косейсмических деформаций 1905 г. показала, что средняя амплитуда сдвига по разным участкам составила 8.9±0.6 м, при этом среднее значение накопленных за два события смещений составляет 17.0±1.5 м **[17]**. Предварительно определенные скорости смещения по двум участкам разлома колеблются от 2.6±0.7 до 3.15±0.90 мм/год **[18]**. Дополнительная информация по геологическим скоростям сдвига по Болнайскому разлому будет представлена в работе **[17]**.

Таким образом, проведенные морфотектонические и палеосейсмологические исследования на центральном участке Болнайского разлома позволили выявить два палеосейсмических события, предшествующих землетрясению 1905 г., возраст которых определяется с помощью анализов ^{14}C и OSL для установления периодичности повторяемости землетрясений. С использованием морфологического анализа хорошо сохранившихся смещенных водотоков и аллювиальных поверхностей была оценена геологическая скорость смещения на двух участках разлома. Она согласуется со скоростью современных движений по Болнайскому разлому, определенной методом GPS-измерений **[8, 9**]. Наблюденные накопленные смещения, в два раза большей амплитуды, чем от землетрясения 1905 г., в сопоставлении с палеосейсмологическими исследованиями, говорят о том, что два последних события в зоне Болнайского разлома (1905 г. и предыдущее) имеют одинаковую амплитуду сдвига. Это свидетельствует о характерной повторяемости подобных сдвиговых смещений в зоне Болнайского разлома.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект PICS № 13-05-91052-НЦНИ).

[1] *Molnar P., Deng Q.* Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89. P. 6203–6227.

[2] *Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A., Cisternas A., Dem'yanovich M.G., Ganbaatar L., Kochetkov V.M., Kurushin R.A., Molnar P., Philip H., Vashchilov Y.* Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings // Geological Society of America Memoir. 1993. V. 181. 61 p.

[3] *Schlupp A., Cisternas A.* Source history of the 1905 great Mongolian earthquakes (Tsetserleg, Bolnay) // Geophysical Journal International. 2007. V. 169. P. 1115–1131.

[4] *Гоби-Алтайское землетрясение* / Под ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.

[5] *Molnar P., Tapponnier P.* The collision between India and Eurasia // Scientific American. 1977. V. 236. P. 30–41.

[6] *Tapponnier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal Region // Journal of Geophysical Research. 1979. V. 84. P. 3425–3459.

[7] *Cunningham W.D.* Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai // Tectonics. 1998. V. 17. P. 891–902.

[8] *Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Deverchere J.* GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia Area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. № B10. 2501. doi:10.1029/2002 JB002373.

[9] *Vergnolle M., Pollitz F., Calais E.* Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in western Mongolia // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. № B10. 2502. doi:10.1029/2002JB002374.

[10] *Ritz J.-F., Brown E.T., Bourles D.L., Philip H., Schlupp A., Raisbeck G.M., Yiou F., Enkhtuvshin B.* Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia // Geology. 1995. V. 23. P. 1019–1022.

[11] *Ritz J.-F., Bourles D.L., Brown E.T., Carretier S., Chery J., Enkhtuvshin B., Galsan P., Finkel R.C., Hanks T.S., Kendrick K.J., Philip H., Raisbeck G.M., Schlupp A., Schwartz D.P., Yiou F.* Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altai, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. № B3. 2162. doi:10.1029/2001JB000553.

[12] V*assallo R., Ritz J-F., Braucher R., Jolivet M., Carretier S., Larroque C., Chauvet A., Sue C., Todbileg M., Bourles D., Arzhannikova A., Arzhannikov S.* Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-

Altay, Mongolia // Tectonics. 2007. V. 26. № 5. TC5013. doi:10.1029/2006TC002081.

[13] *Nissen E., Walker R., Molor E., Fattahi M., Bayasgalan A.* Late Quaternary rates of uplift and shortening at BaatarHyarhan (Mongolian Altai) with optically stimulated luminescence // Geophysical Journal International. 2009. V. 177. P. 259–278.

[14] *Nissen E., Walker R.T., Bayasgalan A., Carter A., Fattahi M., Molor E., Schnabel C., West A. J., Xu S.* The late Quaternary slip-rate of the Har-Us-Nuur Fault (Mongolian Altai) from cosmogenic (super 10) Be and luminescence dating // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 286. P. 467–478.

[15] *Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д.* Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии (Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции). Вып. 41. М.: Наука, 1985. 224 с.

[16] *Schwartz D., Hecker S., Ponti D., Stenner H., Lund W., Bayasgalan A.* The July 23, 1905 Bulnay fault, Mongolia Surface rupture // Seismological Research Letters. 2009. V. 80. P. 357.

[17] *Rizza M., Ritz J-F., Prentice C., Vassallo R., Braucher R., Larroque C., Arzhannikova A., Arzhannikov S., Mahan S., Massault M. Michelot J-L. Todbileg M., ASTER Team.* Earthquake geology of the Bolnay fault (Mongolia) // Bulletin of the Seismological Society of America (in press).

[18] *Rizza M., Ritz J-F., Prentice C., Braucher R., Vassallo R., Larroque C., Mahan S., Arzhanikova A., Arzhanikov S., Todbileg M., Javkhaa O., Michelot J-L., Massault M.* Determining the slip rate and the recurrence intervals of earthquakes along the Bulnay Fault, Mongolia // Abstracts of the European Seismological Commission 32nd General Assembly. 2010. T/SD2/P4/ID185.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ И $^{39}AR/^{40}AR$ ВОЗРАСТЕ ШАРАГОЛЬСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Р.А. Бадмацыренова, И.В. Гордиенко*, Д.А. Орсоев*, А.Л. Елбаев*, Д.В. Гороховский*, А.В. Травин***

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, brose@gin.bscnet.ru
**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, travin@igm.nsc.ru

Одним из наиболее сложных и важных объектов для анализа связи особенностей составов магматических ассоциаций и геодинамических обстановок их проявления являются зоны сближенного развития крупных складчатых поясов, заложенных на океанической коре, каковыми являются Центрально-Азиатский и Монголо-Охотский пояса. Магматизм здесь проявлялся в течение длительного времени (от неопротерозоя до юры) в различных геодинамических обстановках (островодужных, коллизионных, рифтогенных). Наиболее интересным модельным объектом для изучения ультрамафит-мафитого магматизма является Шарагольский габбровый массив, входящий в состав одноименного комплекса.

Шарагольский комплекс объединяет разнообразные габброиды, слагающие в пределах изученного района многочисленные, обычно небольшие по размерам, массивы среди палеозойских гранитоидов. Форма массивов различная, чаще вытянутая и неправильная, реже изометричная. Для них характерны близкий петрографический состав и отсутствие эруптивных контактов с гранитоидами. Среди пород комплекса преобладают оливиновые, пироксеновые и амфибол-пироксеновые габбро нормального петрохимического ряда, реже встречаются анортозиты, габбро-диориты, троктолиты, горнблендиты, перидотиты и пироксениты. Породы комплекса распространены в Кударинской и на южных склонах Тамирской гривы. Довольно крупный массив габброидов расположен в бассейнах рек Мал. Жиндокон – Урлук, в северном борту Урлукской впадины. Он протягивается более чем на 25 км, от верховьев р. Сажига до левобережья р. Урлук. В строении массива принимают участие в основном мелко-среднезернистые габбро, а также их крупнозернистые и пегматоидные разности. Гораздо реже встречаются габбро-диориты, анортозиты и горнблендиты. Иногда отмечаются небольшие тела плагиоклазовых перидотитов. Общих закономерностей в размещении пород не отмечено, но характерны частая смена разновидностей и многочисленные взаимопереходы на довольно небольших расстояниях. Вдоль южной границы массива отмечаются небольшие ксенолиты вулканитов катаевской свиты. На контакте они ороговикованы, инъецированы прожилками мелко-среднезернистых габбро и имеют облик высокометаморфизованных слюдистых сланцев **[1]**.

В западной части Кударинской гривы в районе г. Ханхара образования комплекса слагают массивы (15 км^2) среди гранитов позднепалеозойского возраста. Форма его удлиненная согласно направлению водораздела, с неровными и извилистыми границами. К востоку через цепочку небольших тел он соединяется с крупным Шарагольским массивом. Он находится в районе пос. Шарагол, вытянут в широтном направлении от с. Цаган-Челутай до водораздела пади Колодцы и ур. Нарин-Кундуй на протяжении 15 км при ширине от 2.5 до 7 км. Интрузив образует разобщенные выходы среди вмещающих гранитов позднепалеозойского возраста (?). Всего насчитывается около 10 отдельных выходов габброидов площадью от 1.5–2.0 км^2 до 6–8 км^2. Суммарная площадь всех выходов, объединяемых под названием Шарагольского массива, составляет 30–35 км^2. Структура и состав пород от центра тел к периферии меняется от массивной однородной меланократовой крупно- и среднезернистой до пятнистой, пойкилитовой мелкозернистой к периферии. В составе Шарагольского массива обособляется три дискретные петрохимические группы: ультрамафитовая, субультрамафитовая и мафитовая, отвечающие соответственно следующим петрографическим разностям, различающимся по минеральному и химическому составу. Ультрамафитовая группа представлена кортландитами. К субультрамафитовой группе отнесены троктолиты, пироксениты и оливиновые габбро. Мафитовая группа сложена анортозитами, троктолитами, габбро и габбро-норитами. На петрохимических диа-

граммах точки составов петрографических групп образуют тренды, свойственные только перидотит-габбровым плутонам с клинопироксеновым уклоном: изогнутый к вершине CaO в координатах $CaO-Al_2O_3-MgO$ и субвертикальный в координатах $CaO-Al_2O_3$. Распределение РЗЭ нефракционное с превышением над хондритовыми значениями в интервале 1–10 раз, при наличии слабой положительной Eu аномалии, низких содержаниях Ta, Nd.

Для уточнения возрастного положения интрузивных образований Шарагольского массива авторами проведено изотопное датирование габбро нижнего горизонта по амфиболу ^{39}Ar-^{40}Ar методом (г. Новосибирск, аналитик А.В. Травин). По ним получен возраст плато 239.8±2.8 млн лет, что соответствует среднему триасу и времени формирования пород Катаевской вулканоплутонической ассоциации Западного Забайкалья и Северной Монголии **[2]**.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (12-05-00223а).

[1] *Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Бадмацыренова Р.А.* Геохимические и геодинамические особенности палеозойских базитовых и ультрабазит-базитовых комплексов Западно-Хэнтэйского и Яблоново-Малханского регионов (Северная Монголия, Центральное Забайкалье) // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 2. С. 44–47.

[2] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Б. де Ваэле, Пресняков С.Л.* Позднетриасовая катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья – фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 1. С. 30–49.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ СУБАЭРАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОКРОВНЫХ ТОЛЩ И ЭОЛОВОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Р.Ц. Будаев, В.Л. Коломиец

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bscnet.ru

Западная ориентировка межгорных впадин Западного Забайкалья по направлению доминирующих ветров западных румбов способствовала широкому развитию дефляционных процессов в конце неоплейстоцена – голоцене. По данным **[1]**, в 50–60-е годы XX столетия в Западном Забайкалье были распространены около 1000 км^2 подвижных песков, а также более 3000 км^2 пашен и пастбищ, подверженных дефляции.

В долине р. Селенга (Гусиноозерская впадина) эоловые процессы развиты на правобережье, они охватывают террасовый комплекс и низкогорный массив на междуречье Селенги и Чикоя. Типичное строение и характер взаимоотношений эоловых мезоформ рельефа описан вблизи с. Ёнхор. В 2 км к юго-западу от села, в приустьевой части пади Барун-Хундуй распространена 20–22-метровая терраса р. Селенга, переработанная с поверхности ветровыми процессами. Отмечаются два разновозрастных комплекса эоловых мезоформ рельефа: современный и древний.

Современный эоловый комплекс представлен дефляционными котловинами и буграми навевания, вытянутыми в юго-восточных румбах, вдоль простирания пади Барун-Хундуй. В результате совокупного воздействия эрозионных и эоловых процессов произошла моделировка склона 20–22-метровой террасы: русло временного водотока, врезанное в днище пади, было преобразовано в узкую котловину выдувания длиной до 300 м и глубиной – до 8–10 м. Параллельно описанной отмечается несколько других дефляционных котловин длиной от 50 до 200 м, шириной от 20 до 80–100 м и глубиной до 5–6 м. Эоловые аккумулятивные формы рельефа имеют здесь форму валов длиной от 50 до 300 м и высотой от 3–4 м до 10 м.

Древний эоловый комплекс распространен по днищу и склонам пади Барун-Хундуй. Эоловые отложения залегают в виде «плаща» на 150–170 м выше уреза воды р. Селенга. На склонах пади встречаются многочисленные дефляционные котловины и бугры навевания, сформировавшиеся в периоды более поздней активизации эоловых процессов. Они также имеют вытянутую вдоль пади форму, длина их колеблется от 50 до 175 м. В прибровочной части террасы было вскрыто пять горизонтов погребенных почв, что свидетельствует о неоднократной смене климатических условий после завершения формирования террасы.

В нижнем течении р. Чикой на правобережье долины расположена терраса высотой 35–40 м, моделированная эоловыми процессами. На ее поверхности вблизи бровки залегают накидные дюны, сформированные в процессе раздува склона террасы. Дюны обрамляют крутой берег размываемой террасы в полосе шириной до 60–80 м, высота их достигает 8–10 м. На поверхности террасы развиты и более древние эоловые отложения, плащеобразно перекрывающие речные осадки мощностью первые метры.

Вышеизложенные данные свидетельствуют о преобладании в голоцене на рассматриваемой территории ветров северо-западного направления, что подтверждается преобладающей ориентировкой длинных осей эоловых гряд и дефляционных котловин. Этот ветровой режим характерен и для сегодняшнего дня (данные многолетних наблюдений метеостанции г. Кяхта). Такая ситуация типична, в целом, для субмеридионального участка долины Селенги. В то же время, по данным метеостанции Бичура, воздушный поток меняет свое направление на субширотное при вхождении в долины крупных притоков Селенги (реки Уда, Хилок, Чикой и др.).

Генезис субаэральных образований. Эоловые пески имеют площадное распространение и охватывают днища речных долин, склоны низкогорья и седловины. Юго-восточная ориентировка падей на наветренном склоне низкогорного массива создает благоприятные условия для перемещения эоловых песков, так как в долинах происходит усиление ветров. А на подветрен-

ном склоне горного массива скорость воздушных масс значительно уменьшается, что приводит к осаждению эолового материала в виде покрова.

Поверхность 40-метровой надпойменной террасы на правом берегу р. Селенга (Усть-Джидинская впадина) моделирована ветровыми процессами, встречаются накидные дюны (от 1.5 до 4–6 м высоты). Дефляционные котловины имеют глубину до 8–10 м, длину 300–400 м и ширину до 150 м. Продольные оси котловин (до 4–5 субпараллельных рядов) ориентированы в субмеридиональном направлении к предгорьям хр. Хангидай.

Самое широкое развитие в данном районе эоловый рельеф получил в 3 км к северо-северо-востоку от с. Дэбэн, на северной окраине урочища Харьте-Дэбэн. Здесь на площади не менее 2 км^2 отмечается пять субмеридионально вытянутых полос дефляционных котловин шириной 60–80 м и глубиной 3–6 м. Разделяющие их эоловые гряды с бугристой поверхностью чуть большей ширины достигают в высоту 8–10 м. Далее на восток, наряду с площадями, подверженными ветровому развеванию, встречаются отдельные участки террасы размером от 400 до 600 м, не затронутые дефляцией.

Примечательной особенностью статистических параметров песков являются значения их коэффициента вариации (v=0.45–0.76), которые принадлежат сектору совмещения аллювиальных и озерных условий аккумуляции отложений водного парагенетического ряда континентальных осадочных образований. Следовательно, несмотря даже на неоднократную деструкцию наносов, источником для образования толщ эолового происхождения являлись псаммиты аквального генезиса, слагающие осадочные тела террасового комплекса р. Селенга.

На западной оконечности Малханского хребта большие площади заняты денудационным и аккумулятивным эоловым рельефом, максимальные абсолютные высоты участков развития которого достигают 850–900 м. Особенностью распространения эоловых отложений в этом районе является наличие трех типов осадков ветрового генезиса: 1) покровных песков; 2) древних заросших бугристых песков; 3) незакрепленных движущихся песков.

Широкая полоса покровных песков отмечается на междуречье рек Чикой и Хилок, на субширотной седловине, протягивающейся от устья р. Чикой до устья р. Сухара. Эоловый материал представлен аллювием и сформирован в ходе дефляции надпойменных террас рек Чикой и Селенга. Покровные пески распространены также вблизи с. Поворот на правобережье р. Чикой. На левобережье они сформировались на террасовой поверхности между селами Большой Луг и Усть-Киран. Большой массив покровных песков расположен в западной части Хилокской впадины, между с. Окино-Ключи и Малханским хребтом. Эоловые мезоформы рельефа здесь представлены дефляционными котловинами шириной до 100–150 м, вытянутыми в субмеридиональном направлении, дюнами высотой до 4–6 м.

На рассматриваемой территории площадь древних заросших бугристых песков данного типа значительно меньше предыдущего, но в совокупности они являются показателем масштабности климатических изменений в голоцене. На левобережье р. Чикой, в районе сел Харьяста и Большой Луг, между селами Большой Луг и Усть-Киран на поверхности 8–10-метровой надпойменной террасы распространен древнеэоловый рельеф, представленный дюнами высотой до 6–8 м (изредка до 10–12 м), шириной до 60 м, длиной 50–150 м и дефляционными котловинами. Наибольшее распространение пески этого типа имеют на междуречье рек Чикой и Хилок, у северного предгорья Малханского хребта. Здесь на площади более 80 км^2 залегают эоловые отложения. Ветровые мезоформы рельефа представлены бугристыми песками, сформированными из нескольких типов дюн в ходе их преобразования воздушными потоками различных направлений. Дефляционные котловины и продольные валообразные дюны ориентированы в юго-восточном и субмеридиональном направлениях, что свидетельствует о направлениях преобладающих ветров в период их формирования. Эоловый покров наметен на низкогорное предгорье Малханского хребта, на высоту более 200 м выше уреза воды р. Чикой. Высота эоловых бугров достигает 8–12 м, ширина колеблется от 50 до 100 м, а длина – от 100 до 150 м.

Незакрепленные движущиеся оголенные пески в районе исследований имеют очаговое распространение. Вблизи с. Большой Луг наблюдается развитие дефляционных процессов на локальном участке, охватившем первую и вторую (10–12 м) надпойменные террасы р. Чикой. Дефляционные котловины имеют глубину до 4–6 м, ширину – 20–60 м и длину – до 200 м. Днище котловин плоское, ровное, оголенное. Навеянные пески образуют невысокие бугры с пологими склонами, парагенетически связанные с котловинами, высотой до 3–5 м. Небольшие

очаги оголенных песков расположены на левобережье р. Чикой между селами Большой Луг и Усть-Киран. Эоловыми процессами охвачена бровка 10–12-метровой надпойменной террасы. Сформировавшиеся дюны имеют длину до 100–140 м, ширину 60–100 м и высоту до 6–8 м. Движение дюн происходит в южном направлении, согласно господствующим ветрам, что приводит к засыпанию песком кустов и деревьев. Скорость движения дюн не превышает 0.2–1.0 м в год в зависимости от погодных условий.

Большой массив оголенных песков площадью более 10 км^2 расположен в 4 км к юго-западу от с. Топка (урочище Большие Пески). Эоловые мезоформы рельефа представлены отдельными дюнами и дюнными цепями высотой до 6–8 м, высота некоторых дюн достигает 10–12 м. Дюны имеют ширину от 60 до 80 м, длину 100–120 м, длина дюнных цепей доходит до 400–600 м. Наветренные склоны дюн имеют крутизну 10–12°, подветренные – 28–32°. Дюнные цепи ориентированы поперек направления господствующих ветров – субширотно и в северо-восточных румбах. Поверхность дюн слабо покрыта травянистой растительностью с редкими соснами. В междюнных понижениях растительность значительно гуще, подветренные склоны дюн преимущественно оголенные. В процессе перевевания песков происходит медленное движение дюн в южном направлении. Индикаторами движения дюн являются засыпанные растущие деревья и засохшие сосны. Судя по общей геоморфологической ситуации, можно считать, что данный массив оголенных песков является реликтом пустынного ландшафта, занимавшего обширную территорию севернее, выделенную нами как «площадь распространения бугристых заросших песков».

Кроме того, в процессе изучения субаэральных образований и эолового морфолитогенеза Западного Забайкалья установлены главные факторы современной дефляции земель: климатический и антропогенный. Дефляция вблизи населенных пунктов связана с деятельностью человека (пожары, перевыпас скота и др.). Климатические факторы влияют на дефляцию склонов низких надпойменных террас. Но в целом современные климатические условия благоприятны для самозарастания земель, подвергшихся ветровой эрозии.

[1] *Иванов А.Д.* Эоловые пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1966. 232 с.

СЕЛЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦАХ ЛЕТОМ 2014 Г.: ПРИЧИНЫ, МЕХАНИЗМЫ И ПОСЛЕДСТВИЯ

Р.Ц. Будаев, В.Л. Коломиец

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bscnet.ru

С 27 на 28 июня 2014 г. п. Аршан Тункинского района Республики Бурятия подвергся удару природной стихии – произошел сход трех селевых потоков по падям Медведка, Первая и Вторая Шихтолайка, а также пади Артемьева. Кроме того, по р. Кынгарга прошел большой паводок.

1. Зона формирования селей. Активизация селей, по данным разновременных космических снимков, произошла на южном склоне Тункинских гольцов, от бассейна р. Бугатай (на западе) до р. Харимта (на востоке). Горный массив на левобережье р. Кынгарга, возвышающийся над п. Аршан, имеет высоту свыше 2500 м, вершинная поверхность которой преобразована нивальными карами и ледовыми каровыми долинами длиной до 2–3 км. Южный склон горного массива короткий и крутой, моделированный субширотным рифтогенным сбросом с амплитудой вертикальных движений более 1.5–2.0 км. Склоны хребта покрыты древесно-кустарниковой растительностью до высоты 1800–1900 м. Выше расположена гольцовая зона с низкорослыми кустарниками, травянистой растительностью, мхами и лишайниками.

В западной части расположены два крупных нивальных кара, один из которых является истоком ручья Медведка, по которой прошел сель. Восточнее ручьи Первая и Вторая Шихтолайка берут начало в ледниковых каровых долинах длиной до 2 км, висячие устья которых имеют абсолютные высоты 1800–1850 м. Коренные ригели в устьях каровых долин отсутствуют, что свидетельствует о выдвижении каровых ледников в Тункинскую впадину во время поздненеоплейстоценового оледенения. Днища и крутые склоны каровых долин покрыты многометровой толщей ледниковых и коллювиальных отложений. Приустьевые части долин сложены рыхлым материалом донных морен и коллювием.

Склоны падей и тектонических «фасетов» перекрыты мощным плащом делювиально-коллювиальных отложений. Крутизна склонов достигает 30–35°, т.е. соответствует предельному углу естественного откоса для рыхлых отложений. Склоны падей, не затронутые селем, задернованы. Нижние части склонов, охваченные селевым процессом, оголены, почвенно-растительный слой содран.

В верховье пади Первая Шихтолайка и расположенной западнее безымянной пади нами прослежены участки «срыва» склонового материала, давшие начало селевому процессу. Обвальные амфитеатры представляют собой свежие стенки отрыва склонового материала глубиной до 3–4 м и 7–9 м в поперечнике. Вниз по пади наблюдается постепенное расширение полосы селевого потока, при этом рыхлый склоновый материал, почвенно-растительный слой и древесно-кустарниковая растительность вовлекались в грязекаменный поток, увеличивая его мощность, скорость и разрушительную способность.

В пади Вторая Шихтолайка ситуация несколько иная. На момент обследования района было установлено, что сель «зародился» из глубокого ущелья, сформированного под висячим устьем каровой долины. В плане он имеет форму амфитеатра, открытого к югу, вниз по течению ручья. Глубина ущелья – до 50 м, ширина – до 100 м, тальвег ручья довольно крутой. Стенки ущелья свежие, лишенные растительного покрова, крутизна стенок достигает 60–70°. Наблюдается постоянное обваливание обломочного материала по крутым стенкам ущелья, сопровождающееся шумом и грохотом, интенсивность которого зависит от объема рухнувшего материала.

2. Зона транзита и разгрузки селей охватывает высотный интервал от 1800–1850 до 800–930 м, в зависимости от мощности потока. Так, одиночный сель, прошедший по пади Медведка, остановился на абсолютной высоте 900–930 м. Жилые строения на окраине поселка по ул. Габанова подверглись относительно слабому воздействию селя. Мощность водопесчаного

потока не превысила 1 м – образовались промоины, и произошло отложение мелковалунно-галечно-песчаного материала в зоне прохождения селя. Значительно бóльшие разрушения произвели сели, сформировавшиеся в падях Первая и Вторая Шихтолайка. Слившись в один мощный грязекаменный поток, они дошли до жилого поселка «Микрорайон», спустившись до абсолютной высоты 830–840 м. Так, на северной стороне трехэтажного здания пансионата «Саган Дали» селевой поток имел мощность 4 м и достиг уровня второго этажа.

Исследование ручья Вторая Шихтолайка показало, что в 1.3 км от места начала формирования селя (висячее устье каровой долины) поперечный профиль долины террасированный. У правого борта сохранилась террасовидная задернованная площадка шириной до 4–6 м на высоте 5–6 м выше русла ручья. Таким образом, на абсолютной высоте 1300 м площадь «живого сечения» селя не превышала 50–90 м^2.

В 1 км ниже по течению ручья на абсолютной высоте 1050 м (выше места слияния селей) ширина селевого потока колебалась от 20 до 40 м, глубина – 8–9 м, т.е. площадь «живого сечения» селя составляла 160–360 м^2. Если учесть, что при этом формировались «береговые валы», оконтуривающие с двух сторон активную часть селя и имеющие высоту до 4–5 м и ширину – до 10–15 м, то площадь «живого сечения» селя могла достигать 320–630 м^2. В зоне разгрузки и остановки селя (абсолютная высота 800 м) ширина селевого «языка» достигала 350–400 м, мощность селевого материала – 1.5–2.0 м, площадь «живого сечения» селя была равна 525–800 м^2.

По словам очевидцев схода селевых потоков, это событие продолжалось около трех часов, т.е. это не был одномоментный природный катаклизм. Подтверждением этого могут служить следующие факты. Начиная с абсолютной высоты 1050 м, селевый поток проходил в эрозионном «лотке» глубиной до 6–7 м, окаймленном «береговыми валами» высотой до 4–5 м и шириной до 10–15 м. Более легкая песчано-водная фракция изливалась из «лотка» и стекала параллельно селю, формируя эрозионные ложбины. За «береговыми валами» отмечаются ложбины стока вод глубиной 3–6 м, шириной до 10–20 м и длиной 60–150 м, выклинивающиеся по простиранию и наращивающие друг друга по длине селевого потока.

Таким образом, основными факторами формирования селевых потоков, сошедших 28 июня 2014 г., являются:

1. Большой перепад высот и крутизна склонов (30–35° и более) горного массива Тункинских гольцов, у подножья которого расположен поселок. Следовательно, большими углами падения отличаются тальвеги ручьев и распадков, расчленяющих горный массив.

2. Короткий подгорный шлейф, который не позволил «сбросить» энергию селевого потока.

3. Большая мощность рыхлых отложений разного генезиса на склонах и в верховьях падей, являющихся потенциальным материалом для формирования селей. В частности, мощность донной морены, находящейся в истоке руч. Вторая Шихтолайка, в висячем устье каровой долины составляет более 50 м.

4. Обильные многодневные атмосферные осадки и снеготаяние в гольцовой зоне, вызвавшие переувлажнение рыхлых осадков на верхних уровнях гор.

5. Наличие мерзлых слоев горных пород, способствовавших быстрому скольжению вниз по склону оттаявшего деятельного слоя.

ФОРМИРОВАНИЕ ОЛОКИТСКОГО ПРОГИБА С ПОЗИЦИИ ПЛЮМТЕКТОНИКИ

В.В. Булдыгеров

Иркутск, Иркутский государственный университет, buldygerov37@mail.ru

В конце раннего протерозоя крупномасштабные магматические массы «залечили» зону Акитканского разлома, контролировавшего формирование Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса **[2, 3]**. Активная деятельность существовавшего там плюма угасла. Чуйская глыба стала единой с фундаментом Сибирской платформы. В пределах же территории северной части Байкальской горной области как минимум со второй половины раннего протерозоя существовал другой автономный плюм, под воздействием которого сформировалась Байкало-Патомская дуга **[1]**. В начале позднего протерозоя произошла его рассеянная активизация. Это привело к возникновению обширного островного Байкало-Витимского бассейна осадконакопления, занимавшего и прилегающую часть Сибирской платформы. Бассейн или отдельные его части вследствие пульсации плюма испытывали временные поднятия, что сопровождалось перерывами в осадконакоплении. В разные периоды своего существования он являлся ареной вулканической деятельности. В фанерозое единый бассейн в результате активной разломной тектоники и внедрения больших гранитоидных масс разделился на ряд фрагментов, которые обычно рассматриваются как самостоятельные прогибы.

На западе это Олокитский прогиб, который имеет линзовидную дугообразную форму, подчиняющуюся структурному плану Байкало-Патомской дуги. На западе Абчадским разломом он отделяется от Чуйского геоблока, на востоке Нюрундуканским – от Нюрундуканского. На юге эти разломы примыкают к Даванскому разлому, образуя острое замыкание прогиба. На севере Олокитский прогиб через систему разломов соединяется с одновозрастным Мамско-Бодайбинским прогибом. Существовал Олокитский прогиб как часть Байкало-Витимского островного прогиба в течение позднего протерозоя.

В строении прогиба выделяются три стратиграфических уровня, различающихся по строению, степени метаморфизма и пространственному положению. Они выделяются в качестве серий, снизу: олокитская, довыренская, сыннырская, и слагают структуру типа синклинория. Каждый уровень содержит вулканиты, которые объединены в вулканические комплексы: в олокитской серии – тыйский, в довыренской – итыкитский, в сыннырской – иняптукский. В период между формированием довыренской и сыннырской серий в центральной части прогиба возник Довыренский расслоенный массив, внедрились дайки основного и ультраосновного состава довыренского комплекса.

Начало формирования Олокитского прогиба приходится на ранний рифей, когда под краевой частью Чуйского геоблока в результате активизации плюма в верхах мантии начал формироваться магматический очаг. Под его воздействием в верхней части литосферы возникли условия растяжения. Магматический очаг, расширяясь по латерали, усиливал ее растяжение. Это привело к тому, что по Абчадскому и Нюрундуканскому глубинным крутопадающим разломам произошло опускание блока. Таким образом, в краевой части Чуйского блока возник Олокитский прогиб с обрывистыми бортами. Остальная часть Чуйского блока представляла собой сушу (остров), откуда шел снос терригенного материала. Его западная часть была покрыта мелким морем, где накапливались отложения байкальской серии. К востоку от прогиба, вероятно, также существовало менее выраженное поднятие, сложенное породами нюрундуканской толщи.

По ослабленным зонам разломов, ограничивающих Олокитский прогиб, магма основного состава устремилась вверх, достигая поверхности. Сформировались линейно вытянутые вулканические поля. Более интенсивные тектономагматические процессы проявлялись на западе. Это обусловлено, по-видимому, тем, что плюм из-за труднопроницаемости Чуйского блока получил направление, наклонное к востоку. В результате этого возникла асимметрия в строении

Петрохимический состав вулканитов Олокитского прогиба, мас. %

	Комплекс							
	тыйский		итыкитский			иняптукский		
	Базальты	Риодациты	Базальты		Риолиты	Базальтоиды		Риодациты
			Желез.	Норм.		Покров	Субвулк.	
SiO_2	50.3	70.75	45.9	49.4	73.0	50.5	50.20	69.9
	2.26	2.32	5.73	1.94		1.66	2.55	1.14
TiO_2	1.15	0.43	2.18	1.16	0.50	0.89	0.83	0.55
	0.59	0.18	0.82	0.49		0.25	0.23	0.14
Al_2O_3	13.5	12.9	13.5	14.0	12.7	14.9	16.04	14.2
	1.57	1.20	1.91	0.95		1.05	1.48	0.80
Fe_2O_3	4.85	2.16	8.29	3.65	1.96	3.32	2.07	2.62
	2.17	1.65	3.81	1.27		1.70	0.98	0.46
FeO	6.99	1.92	6.19	7.43	0.94	6.63	7.38	0.95
	2.16	0.68	2.74	1.49		1.24	1.89	0.36
MnO	0.21	0.09	0.18	0.19	0.01	0.19	0.15	0.04
	0.30	0.13	0.05	0.04		0.26	0.23	0.05
CaO	8.93	1.12	8.56	8.63	1.59	9.84	9.55	2.08
	2.51	0.57	2.53	2.28		1.72	0.88	0.90
MgO	6.01	0.67	7.21	7.02	1.33	6.85	6.96	0.54
	1.71	0.50	2.78	1.91		1.15	1.45	0.46
Na_2O	2.26	3.21	2.49	2.51	1.84	2.07	2.03	1.73
	0.84	0.59	0.92	0.87		0.88	0.43	0.71
K_2O	0.62	5.45	0.68	0.48	3.80	0.72	0.79	5.10
	0.58	0.33	0.58	0.23		0.42	0.74	0.66
P_2O_5	0.15	0.05	0.26	0.20	0.17	0.13	0.11	0.19
	0.15	0.05	0.28	0.30		0.12	0.06	0.08
n	53	26	35	16	1	60	10	10

П р и м е ч а н и е. Числитель – среднее содержание, знаменатель – стандартное отклонение, n – число проб.

прогиба и вулканических проявлениях. На западе прогиба накапливались более крупнообломочные отложения и более мощные толщи базальтоидов, возникали магматические очаги в коре, поставлявшие магму кислого состава.

Под воздействием пульсаций плюма прогиб формировался в три унаследованных этапа, разделенные периодами поднятия, прекращения вулканизма, а затем и осадконакопления. Максимальная вулканическая активность приурочена к середине этапов. От этапа к этапу прогиб сокращался, смещаясь к центру, в результате чего в настоящее время его внутреннее строение представляет собой синклинорий.

Преобладал трещинный характер извержений из ряда параллельных подводящих каналов, вытянутых вдоль бортов прогиба. Для итыкитского и иняптукского комплексов, кроме того, характерны вулканотектонические депрессии линзовидной формы, вытянутые в северо-восточном направлении согласно с общим структурным планом прогиба. Лавовые извержения чередовались с эксплозиями. Вулканиты из разных подводящих каналов соединялись друг с другом, образуя единые поля. Вулканические извержения происходили на фоне продолжавшегося осадконакопления, что приводило к накоплению по периферии палеовулканов вулканогенно-осадочных отложений. Отдельные импульсы чередовались с перерывами в извержениях, когда накапливались только осадочные отложения, иногда с примесью вулканомиктового материала. О проявлении вулканических извержений в пределах мелководного бассейна свидетельствует карбонатно-глинисто-песчаный характер осадков, ассоциирующих с вулканитами. Возможно, вулканические постройки частично выступали из воды.

По мере сокращения активности плюма и опустошения магматических очагов вулканическая деятельность затухала. В мелководном бассейне еще какое-то время после прекращения вулканической деятельности накапливались песчано-глинисто-карбонатные отложения. Появ-

ление кварцевых разностей в осадках свидетельствует об интенсивном выветривании в породах рамы прогиба и слабой расчлененности рельефа по его периферии. Затем вследствие деградации плюма возникали возвратные условия сжатия, происходило поднятие региона, метаморфизм и денудация накопившихся отложений. Новая унаследованная активизация плюма приводила к повторению процессов регенерации прогиба и новому импульсу вулканической деятельности.

Петрохимический состав базальтов во всех трех комплексах близок (таблица). Лишь в итыкитском комплексе широкое распространение получили весьма специфические высокожелезистые гематитовые базальты с повышенными содержаниями окислов железа при преобладании Fe_2O_3 и TiO_2, пониженными – SiO_2. Аналоги их в литературе не встречены. Кислые вулканиты разных комплексов по составу также мало различаются и, в общем, отвечают риодацитам с резким преобладанием K_2O над Na_2O. В тыйском комплексе они имеют повышенную щелочность.

Таким образом, под влиянием пульсации плюма в периоды его активизации в верхах мантии периодически формировались магматические очаги основного состава, а в коре в меньших объемах – кислого состава. В верхних частях коры возникали условия растяжения, на одном и том же участке унаследованно формировался прогиб, где накапливались осадочные отложения и функционировали палеовулканы. Контуры прогиба в каждом последующем этапе сокращались, смещаясь к центру.

По мере истощения плюма растяжение сменялось сжатием, осадконакопление и вулканизм прекращались, на месте прогиба возникали поднятия. Они было относительно незначительными, так как сохранилась большая часть вулканических полей. Лишь при поднятии после внедрения довыренского комплекса денудация достигла корневых частей палеовулканических построек и вскрыла Довыренский массив. Накопившиеся образования подвергались складчатости и метаморфизму. Интенсивность этих процессов было неравномерная и, в общем, от этапа к этапу уменьшалась.

[1] *Булдыгеров В.В.* Образование и эволюция Байкало-Патомской дуги // Известия вузов Сибири. Серия наук о Земле. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. Вып. 9–10. С. 28–31.

[2] *Булдыгеров В.В., Крайнов М.А.* Палеовулканология центральной части Байкальской горной области. Ч. 1. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс. Saarbrucken, Deutschland: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. 276 с.

[3] *Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н.* Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2005. 184 с.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ МАГМ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков

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

Комбинированные дайки, сложенные контрастными по составу, одновременно образовавшимися породами, представляют собой одно из наиболее ярких свидетельств механического смешения магм (mingling), при котором химическое взаимодействие между салической и базитовой составляющими минимально. Комбинированные дайки широко развиты во многих бимодальных вулканических сериях **[3]**, но нередко они наблюдаются в составе гранитоидных ассоциаций. В этом случае комбинированные дайки являются наиболее надежным свидетельством синхронности мантийного мафического и существенно корового салического магмообразования. Кроме того, базитовая составляющая комбинированных даек в наиболее «чистом виде» сохраняет геохимическую информацию об источнике базитовых магм, что, в свою очередь, является важным аргументом для тестирования геодинамических моделей магмообразования.

В Западном Забайкалье комбинированные дайки известны достаточно давно, однако их геохимическое и петрологическое изучение, в контексте смешения магм, впервые было предпринято Б.А. Литвиновским с коллегами только в начале 90-х годов прошлого века. Позже В.Б. Хубановым было обосновано существование в центральной части Западного Забайкалья позднепалеозойского бимодального дайкового пояса, ассоциирующего с щелочными гранитоидами и вулканитами щелочно-базит-трахириолитовой ассоциации.

Согласно **[3]** комбинированные дайки подразделяются на два главных типа: 1-й тип представлен симметричными дайками с мафическими краевыми зонами и салической центральной частью, связанными переходными разностями промежуточного состава; 2-й тип – это дайки, состоящие их пиллоуподобных базитовых обособлений (глобул, нодулей), сцементированных салическим (аплитовым, микрогранитным, кварцевосиенитовым) материалом. При этом с вмещающими породами контактирует салическая «фаза» дайки. Дайки именно этого типа являются предметом настоящего сообщения.

Выходы комбинированных даек второго типа прослеживаются в виде полосы северо-восточного простирания от нижнего течения реки Хилок до полуострова Святой нос. Изотопно-геохронологические данные только начали появляться, однако, основываясь на геологическом положении даек, возрасте вмещающих пород и предварительных изотопных данных, можно выделить не менее трех этапов их формирования.

В большинстве случаев дайки прорывают позднепалеозойские (325–280 млн лет) гранитоиды баргузинского и зазинского комплексов **[1]**; на Харитоновском участке несколько сближенных комбинированных даек интрудируют позднетриасовые (229–230 млн лет, U-Pb) щелочно-полевошпатовые сиениты одноименного массива, а на участке «Максимиха» – раннедокембрийские (?) гнейсы таланчанской толщи. По мнению Б.А. Литвиновского, выделяется не менее пяти этапов внедрения комбинированных даек (устное сообщение), однако для целей настоящей работы важно то, что состав базитов комбинированных даек, ассоциирующих с позднепалеозойскими и раннемезозойскими гранитоидами, практически не различается **[2]**, возможно, за исключением их изотопных характеристик. Кроме того, как отмечено в **[3]**, комбинированные дайки в большинстве случаев ассоциируют с одновременными плутоническими комплексами, что дает основание предполагать близкое время их формирования. Кроме комбинированных даек, в гранитоидах Западного Забайкалья часто наблюдаются мафические включения (ММЕ), генезис которых не так однозначен. Вместе с тем, ключевое значение имеет не близость возраста (предполагаемая), а сходные механизмы образования, поскольку базальтовые нодули даек являются, по сути дела, теми же ММЕ, но при подчиненном объеме салического матрикса. В совокупности с быстрой кристаллизацией и даже закалкой это способствует сохранению исходного состава базитов, слагающих нодули. Таким образом, базитовые нодули ком-

бинированных даек, по нашему мнению, могут использоваться в качестве «ключа» к реконструкции исходного состава расплава, сформировавшего ММЕ.

Внутреннее строение комбинированных даек всех участков однотипно: они состоят из пиллоуподобных обособлений (нодулей) основных пород, сцементированных кислым (кварцевые сиениты, кварцевые монцониты, граниты, аплиты) материалом. Соотношения базитовой и салической составляющих широко варьируются даже в пределах одной дайки; иногда прослеживаются переходы простых базитовых даек в комбинированные **[1]**.

В большинстве случаев, но не везде, наблюдаются зоны закалки и фестончатые края, свидетельствующие о сосуществовании двух жидкостей с разной температурой и вязкостью. Иногда встречаются угловатые включения того же состава, а также диспергированный базитовый материал в виде отдельных кристаллов фемических минералов или их небольших сегрегаций. Кроме того, иногда в комбинированных дайках содержатся ксенолиты гранитов, габбродиоритов или гнейсов.

По морфологии условно можно выделить две разновидности комбинированных даек: 1 – субгоризонтальные силло- или дайкоподобные тела с неясными контактами, представляющие собой, по сути дела, полосу относительно сближенных базитовых обособлений, сцементированных гранитоидным материалом, несколько отличающимся по составу от вмещающих пород; 2 – относительно крутопадающие (30–50º) дайки с четкими секущими контактами.

Наиболее типичными представителями первой разновидности являются дайки Харитоновского и Шалутинского участков. На Харитоновском участке, на крутом склоне левого борта р. Хилок, обнажается несколько субгоризонтальных силлоподобных тел, прослеживающихся на расстояние более 500 м. Эти тела на 85–90 % состоят из базитового материала, расчлененного Q-сиенитовыми «прожилками» на отдельные округлые нодули, сложенные афировыми тонко-мелкозернистыми диабазами. Краевые части нодулей имеют характерные фестончатые очертания, часто наблюдаются хорошо различимые зоны закалки.

В левом борту р. Селенги, выше д. Старые Шалуты (Шалутинский участок), комбинированная дайка имеет вид субгоризонтального сложного субслоя, пересекающего кварцевые сиениты первой фазы одноименного массива. Содержание базитового материала, представленного неправильными, пламевидными или изометричными нодулями, в этом слое не превышает 30–40 %. Они сцементированы мелкозернистым гранитом, при этом нижний контакт гранит-базитового тела с вмещающими кварцевыми сиенитами достаточно отчетливый, тогда как верхний явно не выражен. Видимая протяженность этого тела составляет 100–150 м, мощность варьируется по простиранию, но в среднем не превышает 2–3 м. Отсутствие четко выраженных контактов с вмещающими породами можно интерпретировать как внедрение базальтовой магмы в магматическую камеру, заполненную жидким (частично раскристаллизованным) кварцево-сиенитовым расплавом, что свидетельствует о синхронности салического и базитового магматизма.

Типичные дайки с резкими секущими контактами (2-я разновидность) обнажаются на Усть-Хилокском участке, в железнодорожной выемке вблизи д. Старые Шалуты в 2 км от описанного выше участка. Мощность даек составляет 2–9 м, угол падения 30–50°. Непосредственно в контакте, как правило, наблюдаются в разной степени гибридизированные мелкозернистые салические породы (Q-сиениты, аплиты), однако в целом преобладает базитовый материал, составляющий порядка 90 % общего объема. Сетью тонких салических прожилков базиты расчленены на пиллоуподобные, шарообразные нодули, размером от нескольких сантиметров до 1.0–1.5 м. В крупных базитовых нодулях в направлении к контакту наблюдается отчетливое уменьшение зернистости, появляются порфировые вкрапленники. В базитовых нодулях, разбитых линейными трещинами, хорошо видно, что зона закалки располагается только по периферии нодулей и отсутствует на границе с линейными прожилками внутри них **[1]**. В поперечном срезе границы крупных базитовых нодулей фестончатые, иногда хорошо выражены текстуры течения.

От описанных выше существенно отличается геологическая ситуация на участке «Максимиха». Здесь комбинированные базит-гранитные дайки прорывают, как отмечалось, раннедокембрийские Bt-Amph гнейсы таланчанской толщи. Изучение этих образований проводилось по дорожным выемкам. На протяжении 1.0–1.5 км вдоль автодороги вскрывается несколько выходов рассматриваемых пород, разделенных гнейсами. Наиболее крупный выход имеет про-

тяженность около 50 м и не менее 5 м по вертикали. Морфологию тел определить не удалось. Тем не менее, несмотря на разную геологическую ситуацию, внутреннее строение описываемых образований ничем не отличается от рассмотренных выше.

Базиты комбинированных даек по составу отвечают трахибазальтам: 51–53 мас. % SiO_2, 6.5–8.5 мас. % Na_2O+K_2O. Для них характерны относительно высокое суммарное содержание REE (> 200 г/т $\sum$ REE), дефицит HREE относительно LREE ($La/Yb_{(n)}$=14–20), отсутствие Eu аномалии, резкие минимумы Nb, Hf, в меньшей мере Ti, резкая положительная Pb аномалия, повышенные содержания LILE. Такие геохимические характеристики указывают на верхнемантийный (контаминированнный или метасоматизированный) источник.

Очевидно, что приведенными примерами не исчерпываются проявления процессов смешения в рассматриваемом регионе. Их обнаружение зависит, в первую очередь, от условий обнаженности, однако даже имеющиеся данные свидетельствуют о том, что смешение основных и кислых магм, геологическим свидетельством которого являются мафические включения и комбинированные дайки, – достаточно распространенное явление.

Работа выполнена при поддержке Партнерского интеграционного проекта СО РАН № 17.

[1] *Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М., Биндеман И.Н., Дэвис А.М., Калманович М.А.* Условия образования комбинированных базит-гранитных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 7. С. 3–22.

[2] *Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y.* Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.

[3] *Wiebe R.A., Ulrich R.* Origin of composition dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine // Lithos. 1997. V. 40. P. 157–178.

ТЕРРЕЙНОВАЯ ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

М.М. Буслов

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

Аккреционно-коллизионные и эндогенные процессы характерны как для фанерозойских этапов формирования Евроазиатского континента, так и для современных геодинамических обстановок окружающих его Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит. Наиболее полно геодинамические обстановки различного рода представлены в его внутренней части, Центрально-Азиатском складчатом поясе, окруженных Восточно-Европейским, Сибирским, Таримским и Северо-Китайским кратонами.

Складчатые сооружения Центральной Азии охарактеризованы во многих работах как аккреционно-коллизионные, сформированные из фрагментов коры Палеоазиатского океана, островных дуг и микроконтинентов **[1, 6–9]**. Исходя из аналогии строения современных конвергентных границ океанических и континентальных плит и линейных складчатых областей, протягивающихся на многие тысячи километров, делались попытки выделения маркирующих структурных единиц (фронтальных частей островных дуг, офиолитовых сутур, высокобарических метаморфических поясов), которые позволили бы в мозаике блоков Центральной Азии оконтурить палеотектонические зоны и выявить геодинамику и этапы формирования складчатых сооружений региона. Согласно представлениям **[12]**, в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой сформировались дуги Кипчак и Тувино-Монгольская. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуги, выраженные в формировании ороклинальных складок и крупноамплитудных сдвигов.

На примере восточной части Центральной Азии выделены следующие наиболее важные структурные элементы и сегменты **[2, 4, 5]**:

1. Южный сегмент (Казахстан, юг Алтае-Саянской области, Тува, Монголия), где аккреционно-коллизионные пояса венд-раннепалеозойской Казахстанско-Тувино-Монгольской островной дуги включают докембрийские микроконтиненты гондванского происхождения (Кокчетавский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский и др.). В раннем палеозое микроконтиненты были аккретированы к островной дуге и сформировали составной Казахстанско-Байкальский континент.

2. Северный сегмент (север Алтае-Саянской области, часть фундамента Западно-Сибирской плиты), где развиты окраинно-континентальные образования Сибирского континента, представленные венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дугой, комплексами пород ордовикско-силурийской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой островной дуги. В аккреционных клиньях островных дуг широко представлены фрагменты вендско-палеозойской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В структуре северного сегмента отсутствуют гондванские.

3. Чарышско-Теректинско-Саянская сутурная зона, разделяющая северный и южный сегменты. В ее строении принимают участие фрагменты позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры и ордовикско-силурийские голубые сланцы **[2, 3]**. Она отделяет венд-раннепалеозойские образования окраины Сибирского континента от Казахстанско-Байкальского континента.

4. Разновозрастные продольные и поперечные сдвиги, которые как завершают формирование сутурных зон или (и) развиваются субпараллельно офиолитовым сутурам, так и нарушают их. Выделяются сдвиги среднепозднеордовикского, позднедевонского, позднедевонско-раннекарбонового, раннекарбонового, позднекарбоново-пермского, пермско-триасового и триас-юрского возраста, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии.

Полученные за последние десятилетия структурные, геохимические, геохронологические, петрологические, палеонтологические и палеомагнитные данные о строении складчатых областей не только не укладываются в рамки геосинклинального учения, но и существенно дополняют теорию тектоники плит. Важным событием в развитии представлений о строении складчатых областей стало доказательство горизонтальных движений в таких областях, проявленных крупноамплитудными (до 1 000 км и более) и многоэтапными сдвигами и сдвиго-надвигами, которые имеют более широкое распространение, чем предполагали ранее исследователи, исходя из теории тектоники плит. Также является бесспорной огромная роль микроконтинентов и палеосимаунтов в геодинамике и тектонике складчатых поясов. Их субдукция под островные дуги привела к формированию сложных по строению аккреционно-коллизионных зон, таких как Центрально-Азиатский регион, совмещению образований различных геодинамических обстановок на этапе аккреции и тектоническому растаскиванию их вдоль крупноамплитудных сдвигов, трассирующих зоны столкновения микроконтинент – островная дуга. Строение таких областей, имеющих мозаично-блоковую структуру, может быть наиболее корректно и полно охарактеризовано с позиций признания многоэтапного проявления крупноамлитудных сдвигов, роль которых в формировании складчатых поясов наиболее полно объясняется в рамках террейновой концепции плитной тектоники.

Концепция террейнового анализа предусматривает возможность сближения фрагментов (террейнов) самых различных геодинамических обстановок, принадлежащих различным плитам. В связи с этим террейновый анализ дополняет теорию литосферных плит в решении вопросов геодинамики и тектоники сложнопостроеных регионов земной коры, к числу которых относится Центрально-Азиатский складчатый пояс. Сформированные террейновые структуры являются результатом комбинированных движений в системе «фронтальная» и (или) «косая» субдукция – коллизия, поэтому при изучении конкретных геологических объектов в первую очередь нужно доказать их автохтонность (вертикальную и латеральную) относительно друг друга, а затем проводить палеогеодинамические, палеотектонические и палеогеографические реконструкции. Несомненно, такой подход очень сложный и требует объединенных исследований (структурных, палеонтолого-стратиграфических, палеогеографических, литологических, геохимических, геохронологических, палеомагнитных и др.). Лишь на основе корреляции данных, полученных при междисциплинарном изучении регионов, можно получить качественную характеристику геологического строения и избежать ошибок, связанных со «стратиграфическим» подходом в решении как региональных, так и глобальных проблем геодинамики и тектоники складчатых областей.

Террейновый анализ структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса позволяет утверждать, что в нем тектонически совмещены окраинно-континентальные комплексы пород, сформированные при эволюции двух крупнейших океанических плит. Одна из них, плита Палеоазитского океана, аналог современного Индо-Антлантического сегмента Земли, характеризуется наличием континентальных блоков в составе океанической коры и формированием океанических бассейнов в результате деструкции Родинии и Гондваны. В результате ее эволюции происходили процессы распада суперконтинентов и повторное объединение блоков в составе Казахстано-Байкальского континента. Фундамент Казахстано-Байкальского континента сформирован в венде–кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахтанско-Тувино-Монгольской островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию составного континента.

Другая плита, Палеопацифики, аналог современного Тихоокеанского сегмента Земли, характеризуется длительной тектономагматической эволюцией без участия континентальной коры и сложными процессами формирования материковых окраин. В результате ее эволюции созданы венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента, состоящие из венд- кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дуги широко представлены только фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий**.**

Таким образом, главная асимметрия в структуре Земли, выраженная в формировании Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов **[10, 11]**, представлена в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Современным аналогом Центрально-Азиатского складчатого пояса является юго-восточная окраина Азии, выраженная зоной сочленения Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

[1] *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.

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

[3] *Волкова Н.И., Скляров Е.В.* Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 109–119.

[4] *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. 1383–1405.

[5] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.

[6] *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–75.

[7] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 92 с.

[8] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1, 325 с.; Т. 2, 334 с.

[9] *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.

[10] *Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.

[11] *Пущаровский Ю.М.* Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.

[12] *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ РУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.А. Ванин, Д.П. Гладкочуб

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, balagan-2000@mail.ru

Мукодекское золоторудное поле, входящее в состав Северобайкальского золоторудного района Мамского золоторудного узла, расположено в пределах келянского островодужного террейна Байкало-Муйского пояса **[1]**. Золоторудное поле состоит из двух участков (Мукодек и Правомамский), которые имеют схожее геологическое строение. На площади рудного поля присутствуют породы позднерифейского и позднепалеозойского возраста. Позднерифейские образования представлены метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями ушмуканской свиты (аналог келянской свиты с возрастом 824±2 млн лет **[2]**), разгнейсованными плагиогранитами и габброидами муйского комплекса (812 млн лет **[1]**), а также габброидами таллаинского комплекса (604±7.4 млн лет **[3]**). Позднепалеозойские образования представлены гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса (320 млн лет). Все породы рассматриваемого района в различной степени тектонизированы, за исключением позднепалеозойских гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса.

В пределах рудного поля Мукодек золото распространено в минерализованных зонах березит-лиственитовых метасоматитов золото-кварц-сульфидной формации. Наблюдаются некоторые признаки латеральной и вертикальной зональности в строении минерализованных зон. Особенностью периферических частей зон, отмеченной в крест простирания, является катаклаз, перекристаллизация, формирование бластокатаклазитовой структуры и частичное замещение исходной породы агрегатом вторичных минералов – мелковкрапленным «бурым» шпатом, листоватым зеленым хлоритом (если зона развивается по основным эффузивам). Кроме того, на периферии зон часто формируются тонколистоватые филлитовидные мусковит-кварцевые тектоносланцы (по породам исходно кислого состава). Центральные части зон сложены метасоматитами серицит (фуксит)-альбит-анкерит-кварцевого состава, в различной степени сульфидизированными. Метасоматические образования рудного поля могут быть разнесены в две возрастные группы. Метасоматиты первого (раннего) этапа представлены мелко-, среднезернистым агрегатом серицит-анкерит-альбит-кварцевого состава. Метасоматиты второго (позднего) этапа представлены крупнокристаллическим кварц-анкеритовым агрегатом. Иногда отмечается нагнетание крупнокристаллических кварц-анкеритовых метасоматитов в замковую часть малых структурных форм.

Минерализованные зоны золоторудного поля парагенетически и пространственно связаны с зонами развития линейных дислокаций Мукодекского разлома и оперяющего его Мукодекско-Янского разлома. При этом, несмотря на то, что зоны разломов наложены на все возможные разновидности пород, промышленные содержания золота связаны лишь с метасоматитами, образованными по вулканитам ушмуканской свиты, имеющим островодужную геохимическую специфику и, по-видимому, изначально обладающим повышенными содержаниями ювенильного золота, что характерно для пород активных окраин.

В связи с тем, что именно разломам принадлежит основная рудоконтролирующая роль, на их характеристике стоит остановиться отдельно. Мукодекский и Мукодекско-Янский разломы, секущие докембрийские образования, входят в систему Байкало-Сыннырского (Мамского) разлома регионального масштаба. Поверхность рассланцевания всех тектонизированных пород совпадает с простиранием того разлома, в зоне влияния которого они находятся. Внутренняя структура разломов характеризуется интенсивным развитием элементов плоскостных дислокаций: сланцеватости, рассланцевания пород и сопряженной с ними мелкой складчатости, метаморфической (метасоматической) полосчатости, секущих и согласных со сланцеватостью кварцевых и кварц-анкеритовых прожилков, зон брекчирования, будинажа и других продуктов дислокационного метаморфизма. Редкие кварцевые жилы, приуроченные к разломным зонам,

имеют мощность от нескольких десятков сантиметров до 1–3 м. Мукодекский разлом и наиболее крупный оперяющий его Мукодекско-Янский разлом выполняют главную флюидоподводящую, рудоконтролирующую и рудолокализующую функции. Заложение этих разломов произошло в раннебайкальский тектономагматический этап, после того как сформировалась вулканогенно-осадочная толща островодужных образований ушмуканской свиты и магматические породы муйского комплекса. Амплитуда левосдвиговых движений по Мукодекскому разлому составляла ~2.3 км. Масштаб этого перемещения оценивается по смещению мелких тел габброидов позднерифейского муйского комплекса, ориентированных субсогласно со складчатостью в северо-восточном направлении.

В позднебайкальский этап (0.72–0.59 млн лет) происходили деформации в зоне главного Мукодекского и Мукодекско-Янского разломов. На этой же стадии имело место развитие приразломных зон рассланцевания в метасоматитах, ориентированных, соответственно, на северо-восток при падении на север (угол падения 50–70°) (Мукодекская система) и на восток с падением на юг (угол падения 65–80°) (Мукодекско-Янская система). Последующее развитие Мукодекского и Мукодекско-Янского разломов происходило в условиях правосторонних сдвиго-сбросовых смещений по Мукодекскому разлому и левых сдвиго-сбросовых смещений по Мукодекско-Янскому разлому, то есть в позднерифей-вендский этап после аккреции Келянского островодужного террейна произошла смена полей напряжений в пределах Мукодекского рудного поля, выразившаяся в изменении сдвиговых движений по Мукодекскому разлому на сбросовые с элементами правосторонних смещений. Это привело к раскрытию трещин (со сбросовыми смещениями) и заполнению их гидротермальными растворами с последующим перемещением и переотложением рудного вещества из вулканитов ушмуканской свиты в зоны повышенной трещиноватости. На этой же стадии, по-видимому, были сформированы рудные тела, залегающие согласно с простиранием Мукодекского (Правомамский участок) и Мукодекско-Янского (участок Мукодек) разломов.

[1] *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.

[2] *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3–15.

[3] *Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М.* Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов каралон-мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса: новые U-Pb – данные по циркону // ДАН. 2007. Т. 415, № 4. С. 535–538.

ВОЗРАСТ, ОБЛАСТИ СНОСА И ИСТОЧНИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЖЕЛТУЛАКСКОГО КОМПЛЕКСА

С.Д. Великославинский, А.Б. Котов*, В.П. Ковач*, Е.В. Толмачева*, А.М. Ларин*, А.А. Сорокин**, А.П. Сорокин**, К.-Л. Ван****

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, sd1949@yandex.ru
**Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru
***Тайпей, Институт наук о Земле, Академия Синика, kwang@earth.sinica.edu.tw

Джелтулакская шовная зона разделяет Селенгино-Становой и Джугджуро-Становой супертеррейны Центрально-Азиатского складчатого пояса. Она трассируется относительно небольшими тектоническими фрагментами, сложенными интенсивно дислоцированными и в разной степени метаморфизованными (от фации зеленых сланцев до среднетемпературных субфаций амфиболитовой фации) осадочными и вулканическими породами гилюйского и джелтулакского комплексов. В современных стратиграфических схемах к позднеархейскому гилюйскому комплексу относят породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, в то время как породы, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев, рассматриваются в рамках раннепротерозойского джелтулакского комплекса. Породы гилюйского комплекса развиты преимущественно на юго-восточном фланге Джелтулакской шовной зоны (Талгинская тектоническая зона), а тектонические фрагменты, сложенные породами джелтулакского комплекса, приурочены к ее центральной части.

В результате выполненных к настоящему времени геохронологических исследований установлено, что к гилюйскому комплексу отнесены породы, формирование которых протекало не в раннем докембрии, а в интервалах 230–300 и 140–150 млн лет. Для решения вопроса о возрасте, источниках и областях сноса метаосадочных пород джелтулакского комплекса выполнены U-Pb геохронологические исследования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов из графитсодержащего слюдяного сланца из стратотипа этого комплекса. Оказалось, что они относятся к следующим возрастным группам: 170–180, 190–200, 240–260, 320–350, 370–420, 1800–1950 и 2600–2750 млн лет.

Как мы видим, наиболее молодые детритовые цирконы, присутствующие в графитсодержащем слюдяном сланце джелтулакского комплекса, имеют возраст в интервале 170–180 млн лет. Принимая во внимание магматическое происхождение цирконов этой возрастной группы, можно сделать вывод, что протолиты метаосадочных пород джелтулакского комплекса не могут быть древнее 170 млн лет. Для оценки верхней возрастной границы их формирования могут быть использованы данные о возрасте наложенных на них структурно-метаморфических преобразований, а именно данные о возрасте последнего эпизода регионального метаморфизма, проявленного в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна (140 млн лет), и данные о возрасте метаморфизма пород гилюйского комплекса Талгинской зоны (140–150 млн лет).

Идентификация источников сноса, участвовавших в формировании протолитов метаосадочных пород джелтулакского комплекса, проведена на основе анализа результатов геохронологических исследований реперных магматических и метаморфических комплексов Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов, в совокупности с данными о возрасте, морфологических особенностях детритовых цирконов и результатами изучения присутствующих в них включений минералообразующих сред.

Источником детритовых цирконов с возрастом около 170–180 млн лет, скорее всего, являются гранитоиды токско-алгоминского комплекса Амазаро-Гилюйской зоны Селенгино-Станового супертеррейна, возраст которых составляет 173±1 – 177±3 млн лет.

Детритовые цирконы с возрастом 190–200 млн лет имеют зональное строение. Их ядра представлены цирконами, по-видимому, вулканического происхождения, а образование оболочек связано с наложенными метаморфическими процессами. Наиболее вероятным источником этих цирконов являются метавулканические породы Амазаро-Гилюйской зоны Селенгино-Станового супертеррейна с возрастом 193±1 млн лет.

Источниками детритовых цирконов с возрастом 240–260 млн лет могли быть гранитоиды токско-алгоминского комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна с возрастом 239±5 – 227±1 и млн лет, а также магматические породы Селенгино-Станового супертеррейна, для которых получены многочисленные оценки возраста в интервале 230–250 млн лет.

В качестве источников детритовых цирконов с возрастом 320–350 и 370–420 млн лет можно рассматривать только магматические породы Селенгино-Станового супертеррейна, в частности метавулканические породы Амазаро-Гилюйской зоны (361±1 млн лет), гранитоиды токско-алгоминского комплекса с возрастом 379±2 млн лет и гранитоиды олекминского комплекса (405±12 – 360±2 млн лет), поскольку в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна магматические породы с такими возрастами не установлены.

Поступление в бассейн осадконакопления раннепротерозойских детритовых цирконов (1800–1950 млн лет), скорее всего, связано с разрушением раннепротерозойских метаморфических пород Брянтинской (1933±4 млн лет) и купуринской (около 2000 млн лет) зон Джугджуро-Станового супертеррейна. Источниками детритовых цирконов с возрастом 2600–2750 млн лет могли служить позднеархейские супракрустальные образования иликанской серии Джугджуро-Станового супертеррейна и прорывающие их позднеархейские метагаббро.

Полученные данные свидетельствуют о том, что возраст джелтулакского комплекса находится в интервале 140–170 млн лет. Этот вывод опровергает традиционные представления как о раннепротерозойском возрасте этого комплекса, так и о том, что он моложе гилюйского комплекса. Формирование протолитов метаосадочных пород джелтулакского комплекса происходило за счет разрушения пород магматических и метаморфических комплексов как Селенгино-Станового, так и Джугджуро-Станового супертеррейна. Это позволяет предполагать, что Джелтулакский бассейн осадконакопления имел относительно небольшие размеры, что приводило к смешению осадочного материала, поступавшего из разных областей сноса.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00709, 13-05-00410) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее».

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ РАННИХ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ТЕКТОНИКА И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Е. Верниковская **, Н.Ю. Матушкин* **, В.А. Верниковский* **, П.И. Кадильников***

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru
**Новосибирск, Новосибирский государственный университет

В аккреционо-коллизионной структуре Енисейского кряжа (юго-западное обрамление Сибирского кратона) наиболее поздние неопротерозойские магматические образования входят в состав островодужных и офиолитовых террейнов, приуроченных к Приенисейской шовной зоне. Они являются фрагментами так называемой Приенисейской вулканической дуги, которые последовательно аккретировали к западной (в современных координатах) окраине Сибири в интервале 630–600 млн лет назад (обзор в **[1]**). В них установлено омоложение с севера на юг плагиогранитов – от 697 до 637–628 млн лет (U/Pb метод по цирконам). Структурные и палеомагнитные исследования подтверждают, что присоединение этих террейнов к окраине Сибири происходило с запада по механизму косой аккреции **[2]**.

Ключевым объектом, характеризующим последние неопротерозойские аккреционные этапы формирования орогена, является дайковый комплекс Зимовейнинской тектонической зоны Южно-Енисейского кряжа. Здесь в береговых обнажениях Енисея вскрыты плагиогранитные дайки, мощностью до 3 м, имеющие преимущественно северо-восточное простирание и субвертикальное падение, а также массив габбро-пегматитов, вытянутый в субмеридиональном направлении. По данным U/Pb датирования цирконов, возраст плагиогранитов варьируется от 576 до 552 млн лет, а габбро-пегматитов составляет около 546 млн лет. Гранитоиды относятся к породам толеитовой серии, кордильерскому типу (I-граниты), с распределениями РЗЭ, указывающими на вероятную надсубдукционную их природу. Эти дайковые образования приурочены к осевой части так называемого Зимовейнинского массива, представляющего собой линзообразное тело, сложенное кристаллическими ортосланцами и гнейсами, которые рассматриваются геологами преимущественно как габбро и нориты, в подчиненном количестве анортозиты, пироксениты, перидотиты и дуниты, претерпевшие впоследствии метаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации, были отнесены к офиолитам **[3]**. Массив отделен разрывными нарушениями от основной структуры Ангаро-Канского кратонного террейна, что согласуется с геофизическими данными. Проведенные нами структурные исследования позволяют говорить, что породы Зимовейнинского массива входят в состав самостоятельного тектонического комплекса, отличного от мелких, пластовых габброидных интрузий палеопротерозойского кимбирского комплекса центральной части Ангаро-Канского террейна Южно-Енисейского кряжа. Метаморфическая полосчатость сланцев, смятых в крупномасштабные складки, указывает на субширотное (в современных координатах) направление сжатия, произошедшего до внедрения плагиогранитов. Таким образом, внедрение пород дайкового комплекса имело место до аккреции этого тектонического блока к Сибирскому кратону, а его формирование связывается с обстановкой активной континентальной окраины.

Многочисленные аккреционные события со стороны западной окраины Сибирского кратона отмечаются и в заангарской части Енисейского кряжа. Так, $^{39}Ar/^{40}Ar$ возраст биотита из лейкогранитов Гаревского массива, образованного около 752 млн лет назад (U/Pb метод по цирконам), варьируется от 592–572 до 518 млн лет **[4]**.

Начало аккреционно-коллизионных процессов на Енисейском кряже, относящихся к ранней истории формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса, фиксируется внедрени-

ем гранитоидов Посольненского и Нижнеканского массивов Южно-Енисейского кряжа на этапе 511–455 млн лет, согласно U/Pb датированию цирконов **[5]**. Омоложение этих датировок с севера на юг подтверждает косой характер аккреционно-коллизионных процессов.

Неопротерозойско-раннепалеозойские террейны, имеющие островодужно-океаническую природу, входят также в состав северной и восточной частей аккреционно-коллизионной структуры Алтае-Саянской складчатой области. Они разделяются протяженными шовными зонами, одной из которых является Алтае-Кузнецкая тектоническая зона, представленная серией параллельных сдвигов субмеридионального простирания **[6]**. К наиболее древним магматическим образованиям этой зоны относятся проявления неопротерозойских офиолитов, находящиеся в резко подчиненном отношении к перекрывающим их раннепалеозойским вулканитам. Формирование последних, распространенных в северной части АССО, по мнению геологов, происходило в обстановках островных дуг и океанических островов. Вулканиты усть-анзасской свиты исследуемого региона из этой тектонической зоны, приуроченные к тектонической пластине северо-восточного простирания, залегают субвертикально и претерпели метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации. По данным государственного геологического картирования м-ба 1:200000 (2001), стратотипический разрез свиты снизу вверх представлен толщей мощностью 2225 м, образованной переслаивающимися по 5–30 м потоками базальтов, пикробазальтов и андезибазальтов с отдельными карбонатными и терригенными прослоями. Слоистую толщу прорывают плагиориолиты и долериты. Результаты изучения показали, что вулканиты усть-анзасской свиты имеют, вероятно, поздненеопротерозойско-раннепалеозойский возраст. Они залегают согласно на кремнисто-карбонатных породах спасской серии позднего неопротерозоя. В отдельных разрезах по р. Мрассу и в верхнем течении р. Кондома отмечается согласное залегание известняков на породах усть-анзасской свиты, сопоставляемых с усинской свитой **[7]**, возраст которой (середина нижнего кембрия) установлен по сборам известковых водорослей, фауны археоциат и трилобитов **[8]**. Верхняя граница оценивается как по палеонтологическим находкам – карбонатные породы кульбустюргской свиты, наблюдаемые в отдельных разрезах, содержат отпечатки плохой сохранности, сходные с эдиакарской фауной, известковые губки и микрофитолиты **[9]**, так и по U-Pb данным для цирконов из плагиориолитов, прорывающих базальты колтасской (кульбустюргской) свиты (аналог усть-анзасской свиты), отвечая 544±8 млн лет, и в целом для цирконов из плагиогранитов Алтае-Кузнецкой тектонической зоны, характеризуясь близкими возрастными оценками – 545–532 млн лет (обзор в **[10]**).

Согласно геохимическим данным (обзор в **[11]**), вулканиты усть-анзасской свиты исследуемого региона Алтае-Кузнецкой тектонической зоны были разделены нами на два геохимических типа (N-MORB+IAT и E-MORB), и, вероятно, формировались в обстановке задугового бассейна.

Позднедокембрийско-раннекембрийские островодужные образования Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Западного Саяна характеризуются пространственной приуроченностью к единой палеосубдукционной зоне согласно палеотектоническим реконструкциям по **[12]**. Значения возраста магматических образований этой палеовулканической дуги юго-западного обрамления Сибирского кратона омолаживаются с северо-запада (дайки Зимовейнинской тектонической зоны) к югу (террейны Кузнецко-Алтайской тектонической зоны). Такое зональное омоложение кислого островодужного магматизма вдоль простирания активной окраины подтверждает вероятность косого характера субдукции в юго-западном (в современных координатах) обрамлении Сибирского кратона на границе докембрия и фанерозоя.

[1] *Vernikovsky 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.

[2] *Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.* Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 380–393.

[3] *Попов Н.В., Изох А.Э.* Зимовейнинский пироксенит-анортозит-габброноритовый массив – фрагмент раннепротерозойских офиолитов Южно-Енисейского кряжа // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Материалы научного совещания (4–6 июня 2001 г). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 200–203.

[4] *Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Ясенев А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.* Неопротерозойские А-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 50–61.

[5] *Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М., Сальникова Е.Б., Ясенев А.М., Ковач В.П., Котов А.Б., Травин А.В.* О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // ДАН. 2004. Т. 397, № 3. С. 374–379.

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

[7] *Багмет Г.Н.* Биостратиграфия верхнедокембрийских и венд-нижнекембрийских отложений Горной Шории: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1994. 295 с.

[8] *Репина Л.Н., Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Розанов А.Ю.* Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1964. 365 с.

[9] *Сосновская О.В.* Граница докембрия и кембрия и обоснование венда на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Вып. 5. Красноярск: ФГУГП, 2000. С. 8–18.

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

[11] *Бабин Г.А.* Магматизм Горной Шории: состав, районирование, геодинамическая интерпретация: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2003. 203 с.

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

ГРАНИТЫ И КОЛЛИЗИОННЫЙ ОРОГЕНЕЗ

А.Г. Владимиров ** ****

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vladimir@igm.nsc.ru
**Томск, Томский государственный университет
***Новосибирск, Новосибирский государственный университет

При решении проблемы масштабного гранитообразования в Центральной Азии выдвинуты две альтернативные гипотезы. Первая гипотеза предполагает, что крупные объемы гранитоидных магм возникают в результате резкого подъема температурного градиента в земной коре и, вероятнее всего, связаны с плюм-тектоникой (крупные изверженные провинции – LIPs) **[2, 5–8, 11, 16, 18]**. Вторая гипотеза отвечает классическим представлениям о неразрывной связи процессов масштабного гранитообразования с динамикой формирования орогенных горно-складчатых сооружений и их коллапсом в результате сдвигово-раздвиговых движений литосферных плит **[12, 15, 20–23]**. В последнем варианте главным петрогенетическим фактором при формировании гранитоидных батолитов является механизм локальной декомпрессии, который реализуется в земной коре и литосферной мантии при сдвиговых трансляциях литосферных плит и микроплит. Обоснованию этого тезиса посвящен настоящий доклад.

Цель доклада – провести сравнительный анализ коллизионных геологических структур Памиро-Гималаев (кайнозой), алтаид и уралид (среднепоздний палеозой) для оценки роли мантии и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы при формировании гранитоидных батолитов. В основу положены опубликованные обзорные материалы **[1, 3, 4, 9, 10, 13, 14, 16, 17, 19]**.

На основе сравнительного анализа Памиро-Гималаев (Kz), Южного Урала и Алтая (Pz_{2-3}) показано, что эти регионы развивались по различным геодинамическим сценариям.

В первом случае (Памиро-Гималаи) реализован предельный вариант «жесткой» коллизии с непосредственным взаимодействием кратонов, во втором – «мягкой» коллизии, которая завершилась в позднепалеозойское-раннемезозойское время, так и не достигнув стадии столкновения палеоконтинентов. Дан анализ динамики верхней мантии на различных стадиях коллизионного тектогенеза. Сделан вывод, что в момент инверсии (начало раннеколлизионной стадии) происходит разрыв субдуцированной океанической литосферной плиты (слэба) и появление астеносферного окна («slab-window») в окрестностях будущего коллизионного сооружения непосредственно под границей Мохо. В результате в нижней коре возникают кратковременные аномальные температурные градиенты, происходит масштабное плавление и формируются бимодальные вулканические серии, с одной стороны, еще сохраняющие надсубдукционные геохимические «метки», а с другой – отражающие состав нижней коры, подвергшейся продвинутому плавлению. Затем коллизионный тектогенез протекает по классическому сценарию утолщения коры и ее литосферного корня, охватывающему конец раннеорогенной и позднеорогенную стадию. Время формирования и масштабы орогенного сооружения зависят от мощности коллидирующих плит, а состав гранитоидных батолитов прямо коррелируется с составом вмещающей геосреды.

Во втором случае (алтаиды, уралиды) связь с мантией проявляется в специфических формах, например в виде рифтов в форланде орогенов при «лобовом» столкновении или в виде оперяющих сдвигово-раздвиговых разломов при «косой» коллизии. Динамика развития коллизионных орогенов кардинально меняется на постколлизионной (тафрогенной) стадии. При утолщенной мощности литосферного корня (Памиро-Гималаи) из-за плотностной неустойчивости происходит деламинация литосферы и астеносферные потоки перемещаются под границу Мохо, вызывая резкий подъем рельефа, а затем коллапс орогенного сооружения. При утоненной мощности литосферы (коллизия типа дуга-дуга, дуга-симаунт, дуга-микроконтинент и т.п.) деламинации не происходит и развал орогена связан лишь с гравитационными оползнями и срывами в коре.

В среднепозднепалеозойской геодинамической эволюции уралид и алтаид произошло последовательное чередование субдукционных, трансформных (калифонийского типа) и коллизионных обстановок. С субдукционными и трансформными обстановками связан главный объем вулканических и вулканоплутонических ассоциаций Магнитогорской мегазоны на Южном Урале, в Рудном Алтае, которые обнаруживают отчетливую корреляцию по возрасту, специфике состава и эндогенному оруденению.

Особое место занимают трансформные обстановки, которые отвечают сдвигово-раздвиговым трансляциям с внедрением астеносферных диапиров под континентальную окраину и(или) коллизионный шов в результате разрыва субдуцированной океанической литосферы. Астеносферные окна («slab-windows»), вероятнее всего, обеспечивали становление разноформационных магматических комплексов и сопряженного в пространстве и времени эндогенного оруденения (Fe, Cu-Pb-Zn, Ti-Mgt, Cu-Ni, Au, РЭ и РЗЭ).

Намечены принципиальные отличия астеносферных окон («slab-windows») и крупных изверженных провинций (LIPs), что является основанием для ревизии металлогенического районирования Урало-Монголо-Тяньшаньского внутриконтинентального складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН (ОНЗ-10.3), партнерских проектов СО РАН – УрО РАН, ДВО РАН, ИП № 77, № 79, проекта РФФИ № 14-05-00747, а также в рамках программ повышения конкурентоспособности Томского и Новосибирского государственных университетов.

[1] *Большой Алтай: (геология и металлогения)*. В 3 кн. Кн. 2. Металлогения / Под ред. Г.Н. Щербы. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.

[2] *Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.* Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.

[3] *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.

[4] *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д.* Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.

[5] *Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Бабин Г.А., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Корнева И.Б., Михеев Е.И.* Роль плюмтектоники и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы в эволюции ранних каледонид Центральной Азии // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2011. № 1 (38). С. 105–119.

[6] *Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И.* Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 177–201.

[7] *Добрецов Н.Л.* Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 587–604.

[8] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1911–1926.

[9] *Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р.* Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.

[10] *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.

[11] *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 153–185.

[12] *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

[13] *Салихов Д.Н., Бердников П.Г.* Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, 1985. 94 с.

[14] *Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н. и др.* Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера. 2012. № 6. С. 66–72.

[15] *Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г.* Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 5–16.

[16] *Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С.* Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1648–1667.

[17] *Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000. 120 с.

[18] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 5–27.

[19] *Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D.* Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc–arc Complex // Mountain building in the Uralides: Pangea to the Present. AGU Geophysical monograph series. 2002. V. 132. P. 101–134.

[20] *Xiao W.J., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J.L., Qin K.Z., Wang Z.H.* Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implication for the lateral growth of Central Asia // Journal of the Geological Society, London. 2004. V. 161. P. 339–342.

[21] *Xiao W.J., Windley B.F., Yuan C., Sun M., Han C.M., Lin S.F., Chen H.L., Yan Q.R., Liu D.Y., Qin K.Z., Li J.L., Sun S.* Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids // American Journal of Science. 2009. V. 309. P. 221–270.

[22] *Yuan C., Sun M., Xiao W.J., Li X.H., Chen H.L., Lin S.F., Xia X.P., Long X.P.* Accretionary orogenesis of Chinese Altai: Insights from the Paleozoic granitoids // Chemical Geology. 2007. V. 242. P. 22–39.

[23] *Windley B.F., Alexeev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G.* Tectonic model for accretion of the Central Asia orogenic belt // Journal of the Geological Society, London. 2007. V. 164. P. 31–47.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА: НОВЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В.Ю. Водовозов, А.Р. Зверев, М.А. Баклан, Е.Л. Щербакова

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Москва, Геологический институт РАН, vodo7474@yandex.ru

Несмотря на то, что предметом доклада являются результаты, полученные по геологическим объектам, далеким от тематики совещания, авторам представляется, что эти данные могут быть использованы для сравнительного анализа становления и геологической эволюции крупных тектонических блоков. Представлены новые палеомагнитные определения, полученные по раннепротерозойским образованиям Ангаро-Анабарской и Алдано-Становой провинций Сибирского кратона, которые могут быть использованы для изучения становления Сибирского кратона в раннем протерозое – от отдельных террейнов до суперконтинента.

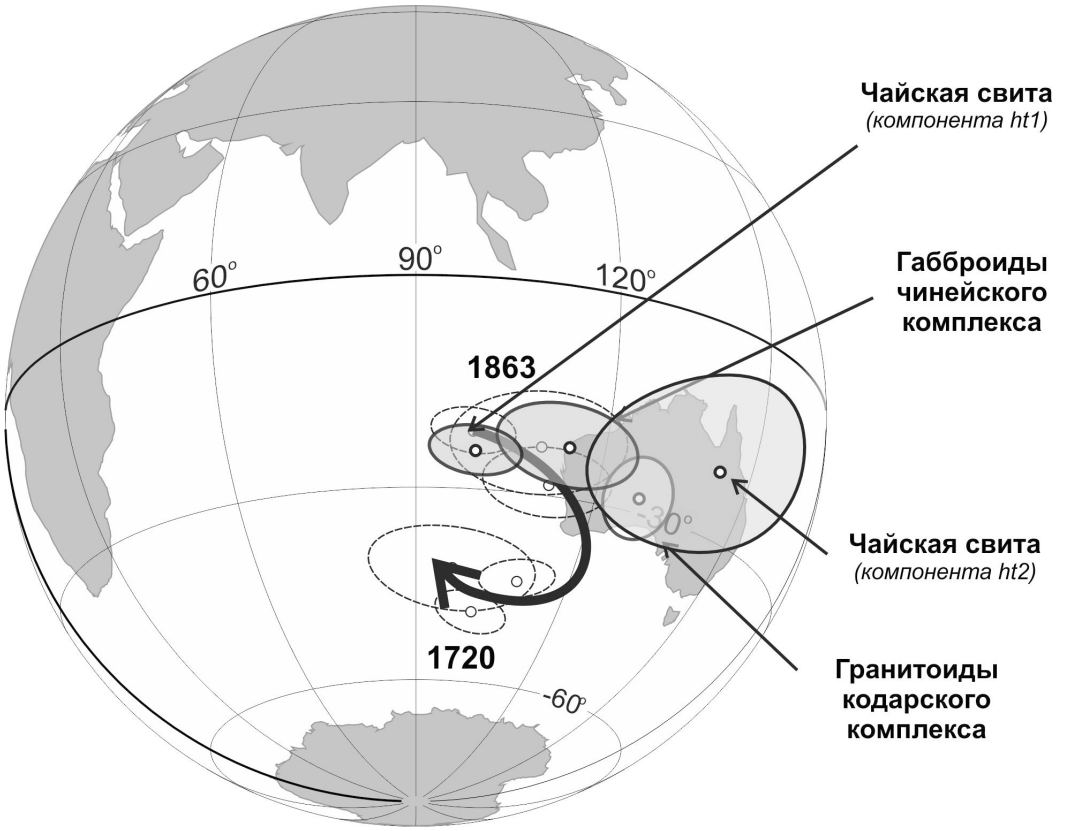
Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс. В долине реки Миня, прорезающей хребет Акиткан, были отобраны коллекции образцов из вулканитов и осадочных пород чайской свиты. Вулканиты чайской свиты являются, по представлениям **[1]**, образованиями Миньского палеовулкана и объединяются в ламборский вулканический комплекс. По этим породам получена датировка изотопного возраста U/Pb методом по цирконам – 1823±7 млн лет **[6]**.

В породах чайской свиты выделены две высокотемпературных компоненты, которые образуют два кучных кластера (таблица). Первая компонента (ht1) практически совпадает с направлениями в чайской свите реки Чаи, удаленной от Мини примерно на 160 км. Тест складки для нее положительный. По породам, содержащим компоненту ht1, была получена датировка изотопного возраста U/Pb методом по цирконам – 1874±22 млн лет (А.Б. Котов, устное сообщение). Вторая компонента (ht2) гораздо чаще встречается в образцах вулканитов и имеет биполярное распределение, тест обращения положительный, тест складки неопределенный. Полюс, рассчитанный по компоненте ht2, ложится на раннепротерозойскую ТКПМ Сибири к востоку от самых древних полюсов, т.е. в сторону омоложения (рисунок). Подобную картину можно объяснить двумя фазами образования чайской свиты реки Мини. Первая фаза отвечает времени накопления чайской свиты, т.е. примерно 1863–1873 млн лет, вторая фаза связана с внедрением наиболее молодых вулканитов Миньского палеовулкана и отвечает времени примерно 1823 млн лет.

Высокотемпературные компоненты ЕОН раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы

	Формация	Возраст, млн лет	Тесты	Среднее направление				Палеомагнитный полюс			
				D^o	I^o	k	α95	Φ, °	Λ, °	dp/dm, A95,°	φ, °
Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс (река Миня)											
1	Чайская свита *(компонента ht1)*	1874±22	F	187.5	17.8	103.2	6.0	–24.1	100.4	3.2/6.2	9
2	Чайская свита *(компонента ht2)*	1823	R	148.2	15.1	30.3	22.8	–20.7	142.4	12.0/23.4	8
Олекминский блок Алданской провинции											
3	Кодарский комплекс	1873	R	17.7	–6.4	693.5	4.7	–27.2 –27.9*	99.6 127.8*	5.9	3
4	Чинейский комплекс	1867		29.8	–18.6	19.8	9.6	–19.5 –22.8*	87.3 113.8*	5.2/10.0	10

Примечание. * – полюс повернут вокруг полюса вращения 62° с.ш., 117° в.д. на угол +25°, согласно **[8]**.



Сравнение полученных определений с раннепротерозойской ТКМП Сибири [2].

Олекминский блок Алданской провинции. В качестве основных объектов были выбраны массивы гранитов кодарского комплекса, по которым получены изотопные датировки U/Pb методом по цирконам – 1873±3 и 1877±4 млн лет **[5]**, и габброиды Чинейского расслоенного плутона с возрастом 1867±3 млн лет **[7]**.

Из четырех изученных массивов гранитов кодарского комплекса в трех нашлись породы, пригодные для получения палеомагнитного определения. Первичность выделенных высокотемпературных компонент подтверждается положительными тестами обращения и совпадением направлений в удаленных массивах. Для Ат-Бастахского, Ханинского и Кеменского массивов получены средние направления ЕОН, вычислен средний палеомагнитный полюс и произведена корректировка за счет раскрытия Вилюйского рифта, согласно гипотезе **[8]** (таблица).

Образцы габброидов Чинейского массива были отобраны в центральной части из пород 3-й фазы (габбро-норитовой). Почти все они характеризуются сильным магнитным сигналом и схожим поведением ЕОН в процессе чистки. Выделенные высокотемпературные характеристические компоненты на стереограмме образуют кластер (таблица) в северо-восточном румбе, есть также несколько образцов с антиподальными высокотемпературными компонентами. Примечательно, что средняя компонента практически совпадает с компонентой ЕОН, выделенной **[4]** в Главной Удоканской дайке, удаленной от Чинейского массива примерно на 15–20 км.

Практически одновременные полюсы по чинейским габброидам и кодарским гранитоидам различаются (рисунок), хотя и перекрываются овалами доверия. Это может указывать на небольшие локальные развороты отдельных массивов Забайкалья. Кроме того, оба определения смещаются в сторону более молодых определений; помимо более молодого возраста намагниченности по сравнению с возрастом пород, это может свидетельствовать о незначительном повороте Олекминского блока (или всей Алданской провинции) относительно Ангаро-Анабарской провинции в раннем протерозое, т.е. более позднем времени становления фундамента Сибирского кратона. В статье **[3]** это было показано на примере раннепротерозойских образова-

ний Улканского прогиба. Впрочем, если не производить корректировку за счет раскрытия Вилюйского рифта, оба определения ложатся в самое начало палеопротерозойской кривой, что позволяет несколько усомниться в гипотезе **[8]** о развороте, по крайней мере, этого блока фундамента Сибирского кратона в результате раскрытия Вилюйского рифта. Полученные определения можно использовать для уточнения имеющейся модели раннепротерозойской ТКМП Сибири **[2]**, имеющей петлеобразный характер. Подобный облик имеет и ТКМП Лаврентии, построенная по выборке **[9]**, что позволяет сделать вывод о совместном передвижении Сибири и Лаврентии, возможно в составе суперконтинента Колумбия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01138).

[1] *Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н.* Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса. Иркутск: ИГУ, 2005. 184 с.

[2] *Водовозов В.Ю.* Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия: Дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2010.

[3] *Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А. и др.* Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 31–53.

[4] *Константинов К.М., Крайнов М.А., Константинов И.К.* Результаты палеомагнитных исследований структурно-вещественных комплексов месторождения Удокан (Северное Забайналье) // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 121–123.

[5] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267–279.

[6] *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В.* Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 1. С. 182–186.

[7] Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424, № 4. С. 517–521.

[8] *Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V.* New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276. P. 229–242.

[9] *Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S. et al.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 289–324.

ГЕОХИМИЯ И Ar-Ar ВОЗРАСТ ЭКЛОГИТОВ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

Н.И. Волкова **, В.А. Симонов* ***, А.В. Травин* **, С.И. Ступаков*, Д.С. Юдин**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, nvolkova@igm.nsc.ru
**Томск, Томский государственный университет
*** Новосибирск, Новосибирский государственный университет

В Чарской зоне (Северо-Восточный Казахстан) блоки высокобарических/низкотемпературных пород (глаукофановые сланцы, гранат-барруазитовые, барруазитовые и катофоритовые амфиболиты, эклогиты и метачерты) встречаются в виде экзотических включений в серпентинитовом меланже **[1–3]**. Эти породы показывают широкие вариации модального и минерального состава. Находки эклогитов в Чарской зоне редки, поскольку при их подъеме они замещаются ретроградными ассоциациями вследствие интенсивного взаимодействия с флюидами, циркулирующими в зоне субдукции.

В данной работе приводятся новые петро-геохимические и изотопно-геохронологические данные по двум образцам эклогитов из центральной части Чарской зоны, найденным примерно в 6 км к С-СЗ от пос. Ортабулак, где они встречаются в виде небольших тел (блоков) размером от первых метров до 20 м в поперечнике.

Образец 1423 сложен гранатом (Alm 55–61, Grs 26–32, Prp 10–11, Sps 1–3), омфацитом (40–46 % Jd), сине-зеленой роговой обманкой (Mg-Hbl, Na_B=0.42–0.44, Mg# =0.55–0.58), эпидотом с $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$=9–11 %, фенгитом (Si = 3.36–3.43), рутилом и сфеном. Минеральный состав образца С-15-08: гранат (Alm 59–60, Grs 16–23, Prp 11–12, Sps 4–6, Adr 1–3) + омфацит (30–41 % Jd) + барруазит (Na_B=0.82–0.97, Mg#=0.70–0.75) + эпидот ($Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$=14 %) + фенгит + сфен.

На основании составов сосуществующих минералов были проведены термобарометрические расчеты условий формирования исследованных эклогитов. Поскольку омфациты в эклогитах Чарской зоны характеризуются повышенными содержаниями Fe^{3+} (6–17 % эгиринового компонента), оценки температур были получены с использованием гранат-клинопироксенового термометра **[4]**. Для обр. С-15-08 они составили 570–590 °С при давлении Р=16 кбар, рассчитанном по гранат-клинопироксен-фенгитовому геобарометру **[5]**, а для обр. 1453 – 580–620 °С при Р=19 кбар. При этом минимальные оценки температур отвечают центральным участкам зерен граната, а максимальные – краевым, что указывает на прогрессивную зональность роста кристаллов граната. В то же время расчеты РТ-условий метаморфизма, выполненные с помощью программы THERMOCALC **[6]**, дают близкие оценки давлений (15.9±0.9 кбар для обр. С-15-08 и 19.1±1.2 кбар для обр. 1423), но более высокие температуры: 590±23 °С (обр. С-15-08) и 658±32 °С (обр. 1453).

Для эклогита 1423 в системе Si-Ti-Al-Fe-Mg-Ca-Na-H_2O была рассчитана реакция регидратации, которая протекала при его эксгумации: *0.68 Grt + 8.15 Omp + 3.48 Qtz + 2.11 Rt + + 0.75 H_2O = 0.17 Ep + 3.10 Ab + 1.34 Amp + 2.10 Ttn.* Эта реакция описывает ретроградное превращение эклогитов в амфиболиты (или гранатовые амфиболиты, если первым в результате реакции исчезает омфацит), которые являются самыми распространенными метаморфическими породами Чарской зоны.

Эклогиты Чарской зоны отвечают по химическому составу толеитовым базальтам с содержанием SiO_2=48.5–48.6 мас. %. Спектры распределения РЗЭ эклогитов имеют плоскую горизонтальную форму (рис. 1), отношение $(La/Yb)_n$ составляет 1.26 и 1.31. Eu минимум фактически отсутствует (Eu/Eu*=1.00–1.05), а содержания РЗЭ составляют 10–19 хондритовых норм. Такие спектры характерны для некоторых типов E-MORB базальтов. В целом, по характеру распределения РЗЭ эклогиты сопоставимы с другими HP/LT метабазитами Чарского пояса (глаукофанитами, гранат-барруазитовыми амфиболитами) **[3]**, но отличаются слабой дифференциацией LREE: $(La/Sm)_N$=1.21, 1.34, тогда как $(Gd/Yb)_N$=0.92 и 1.07, и пониженными содержаниями HREE.

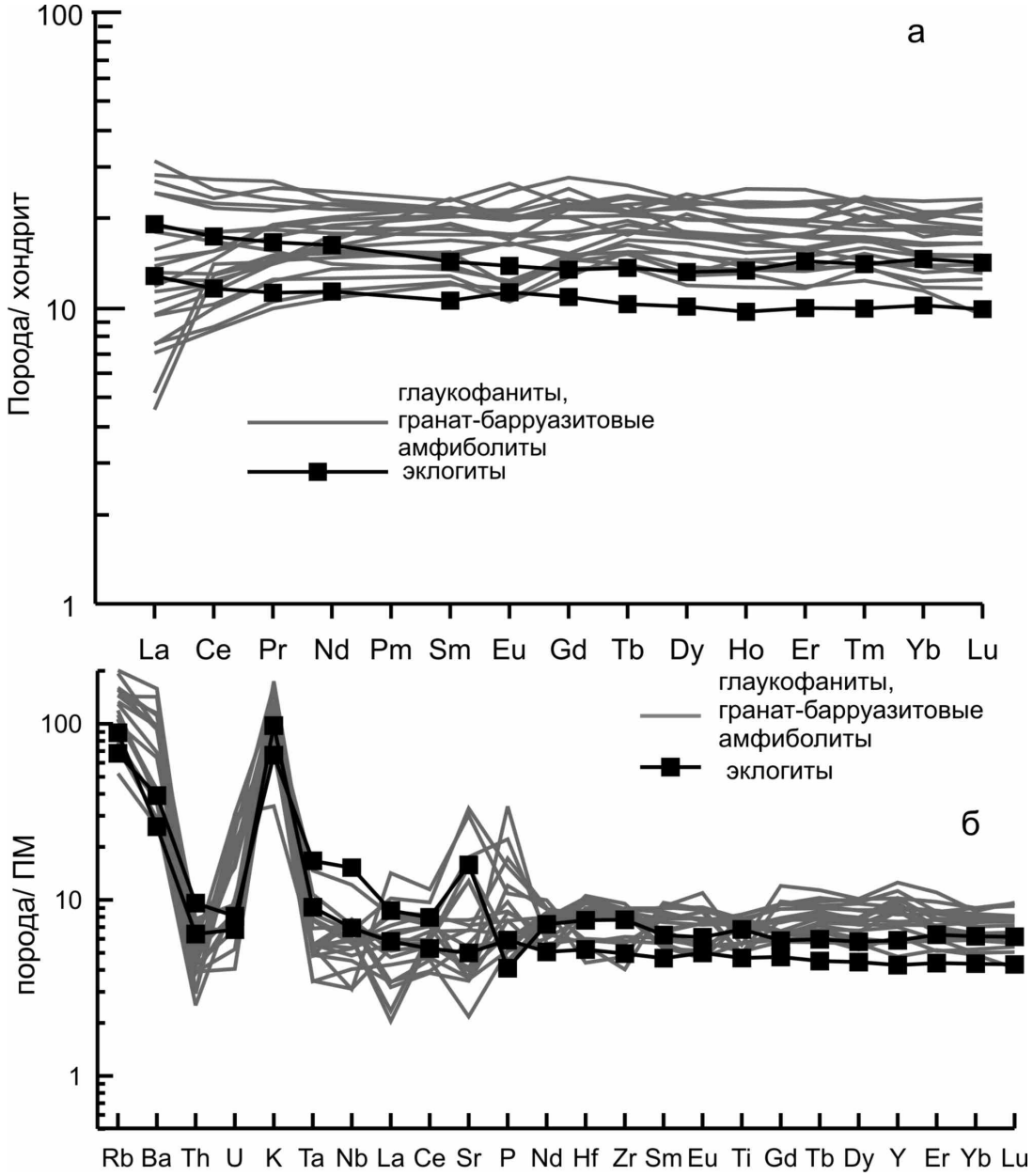


Рис. 1. Спектры РЗЭ (*а*) и мультиэлементные диаграммы (*б*) эклогитов Чарской зоны. Результаты анализов глаукофанитов и гранат-барруазитовых амфиболитов взяты из работы **[3]**.

Мультиэлементные спектры большинства высокобарических метабазитов Чарской зоны (рис. 1) также напоминают N-MORB и E-MORB в отношении HFSE элементов, но отличаются повышенными содержаниями K, Rb, Cs и Ba, которые считаются подвижными при субдукционном метаморфизме и/или подводном изменении базальтов **[7]**. По сравнению с другими метабазитами Чарской зоны **[3]**, эклогиты характеризуются пониженными содержаниями некоторых LILE (K, Rb, Cs, Ba) и HFSE элементов. По соотношению Th/Nb и Ce/Nb эклогиты Чарской зоны наиболее близки к толеитовым базальтам океанических плато.

С целью определения возраста эклогитов Чарской зоны проведены $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопные исследования. Графики ступенчатого нагрева фенгитов (рис. 2) показывают хорошие плато с возрастом 444.0 ± 4.0 (обр. С-15-08) и 446.3 ± 4.1 млн лет (обр. 1423). Барруазит из обр. С-15-08 (рис. 2) также демонстрирует плато с возрастом 446.8 ± 4.1 млн лет. С учетом того, что температура закрытия K/Ar изотопной системы в фенгите составляет порядка 370 °С, полученные

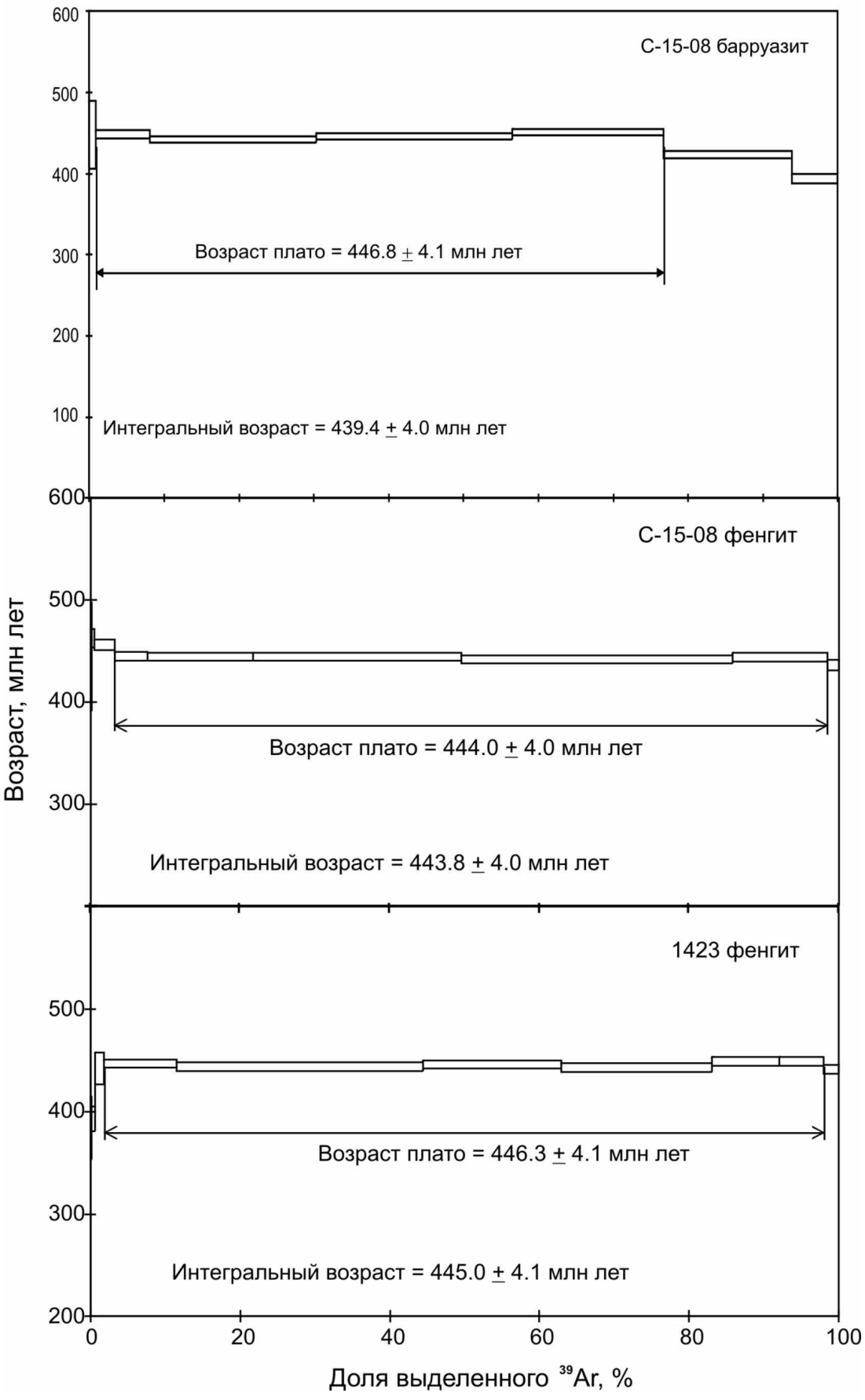


Рис. 2. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования барруазита и фенгитов из эклогитов Чарской зоны.

оценки возраста должны соответствовать завершающему этапу высокобарического метаморфизма. Совпадение полученных датировок позволяет исключить влияние захваченного радиогенного аргона и возможность искажения изотопных систем при поздних наложенных воздействиях.

Полученные датировки указывают на позднеордовикский возраст эксгумации эклогитов и согласуются с $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастом (450–449 млн лет), полученным по фенгиту и барруазиту из гранат-барруазитовых пород **[3]**, и наиболее древними из K-Ar определений возраста (444–429 млн лет), полученных по мусковиту из высокобарических пород Чарской зоны **[8]**. Совпадение в пределах точности анализа изотопных дат свидельствует о практически одновременном подъеме высокобарических метабазитов из зоны субдукции. Следует отметить, что опубликованные недавно **[9]** U-Pb изотопные даты (466–456 млн лет; по циркону из метачерт Чарской зоны), по-видимому, отражают пик субдукционного метаморфизма.

Оценки возраста метаморфических пород Чарской зоны согласуются со временем формирования многих высокобарических комплексов ЦАСП **[10]**. В это время на огромной территории Центральной Азии имели место интенсивные аккреционно-коллизионные события **[11]**, которые привели к амальгамации террейнов различного типа и эксгумации высокобарических/низкотемпературных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 12-05-00021, 14-05-00712), СО РАН (интеграционный проект ОНЗ-10.3), гранта Президента России МК-3240.2014.5 и Министерства образования и науки Российской Федерации.

[1] *Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.

[2] *Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В. и др.* Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. С. 103–178.

[3] *Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимиров А.Г., Хомяков В.Д.* Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. 2008. Т. 46, № 4. С. 422–437.

[4] *Ravna E.J.K.* The garnet-clinopyroxene Fe^{2+}-Mg geothermometer: An updated calibration // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V. 18. P. 211–219.

[5] *Waters D.J., Martin H.N.* Geobarometry in phengite-bearing eclogites // Terra Abstracts. 1993. V. 5. P. 410–411.

[6] *Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16. P. 309–343.

[7] *Bebout G.E.* Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 260. P. 373–393.

[8] *Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.

[9] *Ермолов П.В.* Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда: Издат.-полиграф. центр Казахстанско-Российского ун-та, 2013. 206 с.

[10] *Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С.* Ордовикские глаукофановые сланцы как отражение аккреционно-коллизионных событий в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 91–106.

[11] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.

ЭТАПЫ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА (НА ПРИМЕРЕ БАТЕНЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ)

А.А. Воронцов **, Т.Ф. Газизова***

*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voron@igc.irk.ru
**Иркутск, Иркутский государственный университет, gazizova@list.ru

Минусинский прогиб занимает территорию площадью около 100000 км^2 и является одной из крупнейших структур девонской Алтае-Саянской рифтовой системы. Его образование было сопряжено с вулканической активностью **[1, 2]**, что определило доминирование вулканических пород в строении раннесреднедевонских толщ, выполняющих прогиб. Эти толщи залегают со структурным несогласием на додевонском складчатом фундаменте прогиба и образуют выходы в краевых его частях и на поднятиях, одним из которых является Батеневское. В его восточной части девонские магматические комплексы сохранились на площади более 600 км^2. Вулканическая толща имеет суммарную мощность до 700 м и сложена породами дифференцированной ассоциации. Нижние части разрезов толщи представлены покровами афировых стекловатых и мелкозернистых базальтов и андезибазальтов, которые перемежаются с туфами, туфобрекчиями и туфолавами, песчаниками и алевролитами (с растительными остатками). Отдельные лавовые потоки выделяются в рельефе куэстами высотой 5–15 м. В средней части толщи наряду с базальтами сосредоточены выдержанные по простиранию потоки трахиандезитов и редкие тела трахитов мощностью 5–20 м. Среди них иногда встречаются маломощные (0.5–2.0 м) прослои и линзы красноцветных песчаников, алевролитов и известняков. Верхние части разрезов толщи, вскрытые в центральной части вулканического поля на водоразделах ручьев Таштык, Сидориха, Лиственный и Каскыр, представлены субгоризонтальными покровами риолитов и трахидацитов. На восточном фланге поля они переслаиваются с потоками андезибазальтов, нарушая общую гомодромную последовательность образования пород. На разных стратиграфических уровнях распространены силлы долеритов. В дифференцированной ассоциации рассматриваемой части Батеневского поднятия объемы пород сокращаются с ростом кремнекислотности и, например, на долю кислых вулканитов приходится не более одной десятой от общего объема пород. Раннесреднедевонский (408–386 млн лет) возраст пород обоснован находками псилофитовой флоры в осадочных прослоях и подтверждается геохронологическими Ar-Ar данными.

В соответствии с TAS классификацией среди девонских магматических пород Батеневского поднятия выделяются следующие группы пород: 1) базальты, долериты, трахибазальты и андезибазальты, 2) трахиандезиты, 3) трахиты и трахидациты, 4) риолиты. Группы пород основного, среднеосновного и среднего составов по соотношению щелочных оксидов отвечают натриевой ($Na_2O/K_2O>4$) и калиево-натриевой ($4>Na_2O/K_2O>1$) сериям.

В схеме магматизма выделяются три этапа с разными сериями пород и составами их магматических источников.

Для раннего этапа характерно абсолютное преобладание высокоглиноземистых базальтов с пониженным содержанием титана. Лишь в заключительные эпизоды этого этапа произошло спорадическое проявление высокотитанистых базальтов и небольших тел риолитов.

Второй этап представлен вулканитами, составы которых вверх по разрезу систематически обогащались содержанием SiO_2. На этом этапе формировалась гомодромная субщелочная серия, включающая в себя базальты, долериты, трахибазальты, андезибазальты, андезиты и трахиты. Для пород типично последовательное уменьшение тугоплавких компонентов MgO, $Fe_2O_{3общ}$ и накопление редких несовместимых элементов в наиболее кремнекислых трахитовых (62.6–64.5 мас. % SiO_2) дифференциатах. Эта серия отражает дифференциацию материнских базальтовых магм в периферических очагах, в которых смешивались расплавы из разных мантийных источников с различной степенью насыщения водным флюидом. Индикатором такого насыщения являются содержания TiO_2 и HSFE в базальтах. Источники с высокой концентраци-

ей воды производили высокоглиноземистые расплавы без титансодержащих фаз и обедненные высокозарядными Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U. К ним на поздних стадиях при формировании серии подмешивались расплавы из источников с низкой концентрацией воды, что отразилось в повышенной титанистости базальтов, сопровождающейся более высокими содержаниями HSFE по сравнению с низкотитанистыми базальтами.

Заключительный этап связан с развитием трахидацит-риолитовой серии с геологическими признаками антидромного распределения пород в разрезах и продолжением формирования базальтов повышенной титанистости. Для пород этой серии характерны иные геохимические закономерности по сравнению с породами ранней дифференцированной серии. Так, высококремнистые породы с ростом SiO_2 обедняются некогерентыми La, Rb, Yb, Zr, Nb, Ta относительно трахитов. Замедляется и прекращается уменьшение содержаний Sr, поведение которого определяется его изоморфными связями с Ca силикатов, прежде всего ряда плагиоклазов. Эти данные противоречат поведению несовместимых элементов в дифференцированных субщелочных и щелочных базальт-трахириолитовых сериях, породы которых связаны между собой процессами фракционирования. Зависимости в поведении несовместимых элементов в породах на поднятии могут рассматриваться как результат взаимодействия обогащенных трахитовых расплавов с другим расплавом, обедненным этими элементами. Этот другой расплав представляют риолиты с наиболее высоким содержанием SiO_2 и наиболее низкими содержаниями несовместимых элементов. Очевидно, что такой расплав представляет собой продукт плавления вмещающей коры под воздействием тепла базитовых магм в периферических магматических камерах. Это представление согласуется с данными по составу континентальной коры **[3]**, вполне соответствующими наиболее кислым породам на Батеневском поднятии, которые представляют продукты анатектического плавления. Величина $\delta^{18}O$ в полевых шпатах вулканитов варьируется в пределах 8.5–13.4 ‰ и находится в прямой зависимости от содержаний SiO_2 в породе, что указывает на смешение расплавов с разными изотопными характеристиками кислорода. Один из них отвечает составу слабоконтаминированных базальтовых магм с содержанием SiO_2 около 47 мас. %, $\delta^{18}O$=8.3, другой – составу анатектических коровых выплавок с содержанием SiO_2 около 76 мас. %, $\delta^{18}O$=14.

На примере Батеневского поднятия определены главные параметры строения и состава девонских дифференцированных ассоциаций Минусинского прогиба. В их формировании участвовали две серии базальтоидов. Ранняя серия тяготеет к низам разрезов и представлена умереннотитанистыми высокоглиноземистыми породами. Состав поздней серии определяют базальтоиды повышенной титанистости, которые распространены над базальтоидами первой серии. Вулканиты среднего и кислого состава сосредоточены преимущественно в самых верхних частях разрезов и в целом отражают гомодромную последовательность образования пород. Однако вещественные характеристики всех пород указывают на то, что дифференцированность по составу определялась разными механизмами образования магм различной кремнекислотности. Так, в генетически связанную дифференцированную серию укладываются только базальты, долериты, трахибазальты, андезибазальты, трахиандезиты и трахиты, формирующиеся по механизму фракционирования магм. Породы трахидацит-риолитового ряда формировались из коровых анатектических расплавов, смешивающихся в периферических камерах с продуктами дифференциации базальт-трахитовой серии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты 13-05-00014, 13-05-12026-офи, и Программы № 10 ОНЗ РАН.

[1] *Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко 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.

[2] *Лучицкий И.В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.

[3] Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3.1. P. 1–56.

ПЕРВЫЕ U–Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ЩЕЛОЧНЫМ ПОРОДАМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИХУБСУГУЛЬЯ, МОНГОЛИЯ

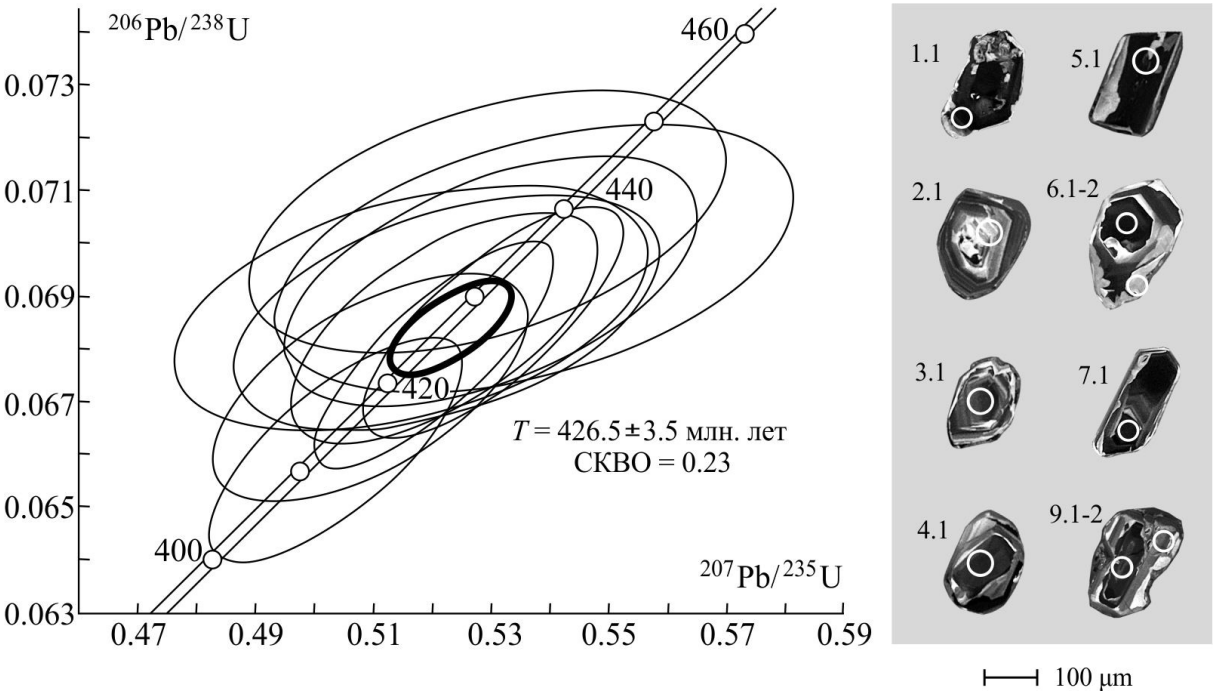
В.В. Врублевский, И.Ф. Гертнер*, А.Э. Изох***

*Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru
**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, izokh@igm.nsc.ru

Одним из проявлений мантийного магматизма в складчатых областях считается внедрение многофазных фельдшпатоидных интрузий, которые имеют разную формационную принадлежность и по возрасту обычно синхронизируются с периодами плюмовой активности. В Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) производные такого щелочного магматизма представлены главным образом породными ассоциациями, сформированными в палеозое. Наиболее отчетливо выражены возрастные диапазоны ~510–480, ~410–385, ~330–295 млн лет, характерные для интрузий северо-востока Кузнецкого Алатау, Витимской провинции в Западном Забайкалье, Юго-Восточной Тувы, Северной Монголии **[1–5]**. По петрографическому составу большинство из них предлагается рассматривать как составляющие формации субщелочных габбро, тералитов, фойдолитов и фойяитов **[4]**. На территории Северной Монголии к данной формации относятся породы нескольких интрузивных массивов, сосредоточенных в Юго-Западном Прихубсугулье **[5]**. Наиболее крупными из них являются Овэрмаратгольский, Бэлтэсингольский, Дучингольский и Сэрхэульский плутоны, которые прорывают неопротерозойские мраморы и раннепалеозойские габбро-диориты и гранитоиды. По результатам K–Ar анализа нефелина и слюды возраст щелочных пород оценивался как девонский в интервале 396–400 млн лет **[4]**. Полученная нами U–Pb дата по циркону из ювитов Овэрмаратгольского массива предполагает его формирование еще в раннем силуре.

В современном эрозионном срезе Овэрмаратгольский интрузив имеет подковообразную форму и занимает около 35 км^2 **[4, 5]**. В его строении принимают участие в основном трахитоидные фойяиты и обогащенные нефелином пегматоидные ювиты (полевошпатовые уртиты). Более ранние субщелочные габброиды и тералиты сохранились только в виде небольших ксенолитоподобных тел. Преобладающие фельдшпатоидные породы массива характеризуются пониженной кремнекислотностью (SiO_2~48–55 мас. %), высокой щелочностью ($Na_2O + K_2O$ ~ 12–16.5 мас. %; Na_2O/K_2O ~1.2–2.8) и глиноземистостью (Al_2O_3 ~20–29 мас. %), что соответствует производным K–Na щелочно-основного магматизма. Отмечаются разновидности, переходные к нефелинсодержащим щелочным сиенитам – пуласкитам с повышенным содержанием SiO_2 (до ~63 мас. %). Распределение большинства HFS-элементов в щелочных породах сопоставимо со средним составом базальтов островных дуг. Наряду с этим, содержания LILE (Rb, Ba, Cs) существенно выше даже уровня среднего OIB, что может быть обусловлено не только обогащенным мантийным источником, но и коровой контаминацией щелочных расплавов, о чем косвенно свидетельствуют низкие суммарные концентрации REE (~ 75–85 г/т) и Nd–Sr изотопные особенности (εNd_T ~ –0.1...–1.2; $T(Nd)_{DM}$ ~ 1.1–1.2 млрд лет; $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ ~ 0.706–0.707; $\delta^{18}O$ ~ +7.9…+10.6 ‰, SMOW) пород.

Время становления Овэрмаратгольского плутона оценивалось на основании данных U–Pb изотопного анализа восьми единичных зерен акцессорного циркона ювитов в пробе OMG2013. Измерения выполнены на ионном микрозонде SHRIMP–II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике **[6]**. Обработка данных осуществлялась с помощью общепринятого программного обеспечения SQUID и ISOPLOT/Ex. Дипирамидально-призматические кристаллы циркона обладают зональным внутренним строением, что подчеркивает его магматогенную природу. При среднем Th/U–отношении ~ 0.42 для большинства зерен концентрации тория и урана заметно варьируются даже в пределах отдельных индивидов. В совокупности изученная популяция циркона демонстрирует конкордантный возраст 426.5±3.5 млн лет (рисунок), который может соответствовать хронорубежу внедрения щелочной интрузии. В отдельных



U–Pb-диаграмма и морфология циркона в ювитах Овэрмаратгольского плутона. На катодолюминесцентных изображениях окружностями обозначены места проведения изотопного анализа.

кристаллах наблюдается реверсивная зональность с разницей в возрасте ядерных и краевых частей ~5–15 млн лет. Аналогичная закономерность связывается с потерей свинца при гидротермальном выщелачивании **[7]** и уже отмечалась нами в ювитах Кургусульского интрузива в Кузнецком Алатау **[1]**. Показательно то, что в реверсивно-зональных образцах от центра к краю резко снижаются концентрации урана, тория и радиогенного ^{206}Pb.

По предварительным данным в пределах ЦАСП сходный возраст (~425–435 млн лет) имеют гранитоиды Батеневского сегмента Алтае-Саянской складчатой области. Как уже отмечалось, внедрение близких по формационной принадлежности раннепалеозойских щелочно-базитовых интрузий Кузнецкого Алатау и Западного Забайкалья происходило дискретно на рубежах ~500 и ~400 млн лет назад, не перекрывая установленную нами U–Pb изотопную дату. Таким образом, в отличие от других проявлений щелочного магматизма в западной части ЦАСП, формирование Овэрмаратгольского плутона фиксирует предполагаемый промежуточный этап магматической активности в силуре (венлок), что не считается типичным для региона. По-видимому, при этом под влиянием плюма был инициирован более древний источник вещества в обогащенной мантии.

Авторы благодарны сотрудникам ТГУ (г. Томск), ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) за участие в исследованиях. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ и Программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013–2020 гг.

[1] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутиерес-Алонсо Г. и др.* Изотопная (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 11 (в печати).

[2] *Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M.* Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos. 2012. V. 152. P. 157–172.

[3] *Врублевский В.В., Никифоров А.И., Сугоракова А.М. и др.* Возраст и природа щелочных пород Дахнурского плутона, Юго-Восточная Тува // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324, № 1. С. 146–153.

[4] *Яшина Р.М.* Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 274 с.

[5] *Андреева Е.Д., Яшина Р.М., Гарам Д. и др.* Нефелиновые породы Северной Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогении Монголии. М.: Наука, 1990. С. 151–165.

[6] *Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

[7] *Xu X.Sh., Zhang M., Zhu Kong-Yang et al*. Reverse age zonation of zircon formed by metamictisation and hydrothermal fluid leaching // Lithos. 2012. V. 150. P. 256–267.

ВРЕМЕННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ: НОВЫЕ U–Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

В.В. Врублевский, А.Д. Котельников*, С.Н. Руднев***

*Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru
**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rudnev@igm.nsc.ru

Анализ геологической позиции, состава и хронологии проявлений гранитоидного магматизма имеет большое значение при палеогеодинамических реконструкциях, особенно в условиях контрастного тектонического режима подвижных областей земной коры и проходящего в них плюм-литосферного взаимодействия. В этом отношении типичным примером могут служить каледониды Кузнецкого Алатау в западном сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), где широко распространены разноформационные гранитоидные интрузии раннепалеозойского возраста. Считается, что их многообразие обусловлено становлением нескольких магматических комплексов (тылинского, мартайгинского, краснокаменского, карнаюльского, тигертышского и др.), производные которых могли сформироваться в сравнительно узком временном диапазоне в течение кембрия – начала ордовика **[1–3]**. По данным U–Pb изотопного датирования циркона наиболее древние гранитоидные ассоциации установлены в Тылинском (~530 млн лет), Кожуховском и Краснокаменском (~500 млн лет) интрузивах. Несколько моложе (~500–485 млн лет) сателлиты Дудетского батолита (массивы Кайдаловский, Ударнинский, Карнаюльский, Малодудетский) **[3]**. Вместе с тем, для крупных гранитных плутонов (Тигертышского, Уйбатского, Белоиюсско-Туимского, Саксырского) Батеневского кряжа на восточном склоне Кузнецко-Алатауского хребта установлен более широкий возрастной интервал внедрения – ордовик – ранний силур (~490–460 и 440–430 млн лет назад). При этом отмечается три пика активности гранитоидного магматизма примерно через 25 млн лет с более интенсивным его развитием в позднем кембрии на рубеже ~495±5 млн лет назад **[4]**. Предполагается, что гранитообразование могло происходить в различных геодинамических условиях с последовательной сменой островодужной, аккреционно-коллизионной и внутриплитной обстановок. Полученные нами результаты U–Pb изотопного датирования менее изученных интрузивных массивов восточной части Кузнецкого Алатау позволяют уточнить последовательность регионального гранитоидного магматизма в кембрии–ордовике, а также обосновать выделение силурийско-раннедевонского этапа его развития.

Геохронологические исследования проводились нами в пределах Восточно-Ортонского, Каразасского, Тигертышского, Гольцового и Карлыгановского гранитоидных массивов. U–Pb-изотопный анализ акцессорного циркона выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике **[5]**. Кристаллы циркона имеют дипирамидально-призматический габитус и отчетливую зональность, что указывает на магматический генезис минерала. Независимо от возраста и при небольшом отличии среднего Th/U-отношения (~0.4–0.7), содержания элементов в разных фракциях изменяются в ~3–7 раз и ~5–19 раз для урана и тория соответственно. С целью датирования выполнено 98 измерений по 90 минеральным зернам, включая их центральные и краевые части.

Рассчитанный возраст циркона в гранодиоритах Восточно-Ортонского интрузива ~510±7 млн лет хорошо сопоставим с временным диапазоном (~520–500 млн лет назад) формирования главной фазы мартайгинского диорит-гранитного комплекса, выделяемого в северной части Кузнецкого Алатау **[2, 3]**. Немного моложе (*T*~495 млн лет) кварцевые сиениты и лейкограниты тигертышского комплекса, слагающие Каразасский массив и мелкие тела на северном склоне г. Карлыган. Вместе с тем, в гранитах самого Тигертышского плутона нами установлено две генерации циркона, одна из которых имеет близкий возраст 494.9±5.1 млн лет, а два зерна другой конкордантны на значениях 1878±24 и 2627±34 млн лет. Совместное присутствие раннепалеозойских и более древних цирконов также характерно для щелочных пород региона **[6]** и мо-

жет быть обусловлено вовлечением в процессы плавления фрагментов палеопротерозойской континентальной коры в фундаменте Кузнецко-Алатауского каледонского орогена.

Изученные магматические образования раннесилурийского возраста представлены кварцевыми монцодиоритами г. Кизель, небольшими штоками граносиенит-порфиров в интрузиве Гольцовый и их мелкими реликтовыми телами среди девонских гранитов Карлыгановского плутона. По времени своего формирования они охватывают значительный интервал лландовери и почти весь венлок. В граносиенит-порфирах, наряду с преобладающим цирконом конкордантного возраста ~420–430 млн лет, встречаются единичные зерна минерала со значениями ~450–535 млн лет, которые могут отражать более ранний этап магматизма и свидетельствовать о повторном плавлении вещества его производных. Кварцевые монцодиориты по возрасту (T=432.7±4.4 млн лет) хорошо коррелируются с гранитами Саксырского плутона (T=432±4 млн лет), завершающими последний эволюционный ритм гранитоидного магматизма в Кузнецко-Батеневском сегменте Алтае-Саянской складчатой области **[4]**.

Для гранитов Карлыгановского штокообразного интрузива, занимающего площадь ~100 км^2 в юго-западной части Уйбатского плутона, впервые получены U–Pb-изотопные данные, подтверждающие вероятность раннедевонского эпизода гранитного магматизма в Кузнецком Алатау. По двум фракциям циркона устанавливается конкордантный возраст (402±3 и 408.9±2.9 млн лет) пород на уровне эмса. На северном и южном флангах западного склона Кузнецко-Алатауского хребта известны проявления предположительно девонского гранитного магматизма (чебулинский, кистальский комплексы) **[7]**, но достоверная корреляция с ними пока невозможна из-за отсутствия точных геохронологических данных.

Полученные результаты позволяют обосновать два этапа палеозойского гранитоидного магматизма в восточной части Кузнецкого Алатау: средне-позднекембрийский и силурийско-раннедевонский (~510–490 и ~430–400 млн лет назад соответственно). Следует отметить синхронность и изотопно-геохимическое сходство кембрийских гранитоидов с регионально сопряженными интрузивными массивами пород повышенной щелочности (εNd_T ~ +3.5...+5.0; $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ ~ 0.704–0.705; $T(Nd)_{DM}$ ~ 0.8–0.9 млрд лет) **[8]**. Это предполагает не только родственную природу магматических источников на кембрийском этапе развития Кузнецкого Алатау, но и универсальность геодинамического режима разноформационных интрузий в условиях взаимодействия плюма с активной континентальной окраиной.

Авторы благодарны сотрудникам ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) за участие в исследованиях. Работа выполнена в рамках Государственного контракта № 10 Министерства природных ресурсов РФ, при поддержке Министерства образования и науки РФ, РФФИ (грант 13-05-00381) и Программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013–2020 гг.

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

[2] *Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др.* Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U–Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.

[3] *Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А.* и др. Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау: вещественный состав, возраст и источники // Петрология. 2008. Т. 16, № 4. С. 421–448.

[4] *Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. и др.* Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // ДАН. 2004. Т. 396, № 3. С. 369–373.

[5] *Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

[6] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутиерес-Алонсо Г. и др.* Изотопная (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 11 (в печати).

[7] *Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 187 с.

[8] *Врублевский В.В., Котельников А.Д., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И.* Источники раннепалеозойского интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау (по Nd–Sr-изотопным данным) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С. 52–54.

ИЗОТОПНЫЙ (Nd, Sr, Pb, O) СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД НАГОРЬЯ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА

В.В. Врублевский, А.В. Никифоров**, А.М. Сугоракова***, Д.А. Лыхин***

*Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru
**Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, nikav@igem.ru
***Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amina@tikopr.fromtuva.ru

На Сангиленском нагорье в Юго-Восточной Туве распространены небольшие щелочные интрузивные массивы (Баянкольский, Харлинский, Дахунурский, Чикский и др.), которые по петрографическому составу объединяются в виде магматической серии фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов **[1]**. Плутоны, сложенные преимущественно амфиболовыми щелочными и нефелиновыми сиенитами (Коргередабинский, Тоскульский, Уланэргинский), относят к другому формационному типу **[1]**. По результатам K–Ar датирования предполагалось, что развитие фельдшпатоидного магматизма могло происходить в два временных этапа: ~430–402 и ~330–304 млн лет назад **[2]**. Согласно нашим предварительным данным, изотопный U–Pb и Ar–Ar возраст интрузий ~300–330 млн лет.

Изотопный анализ Nd, Sr, O, Pb щелочных пород проведен на многоколлекторных масс-спектрометрах в ИГЕМ РАН, ГИН КНЦ РАН и ГИН СО РАН.

Для исследований были выбраны наиболее представительные интрузивы с различным уровнем эрозионного среза и возрастом (таблица). Они прорывают неопротерозойские мраморы и приурочены к зоне субмеридионального глубинного разлома **[3]**. В строении массивов преобладают ийолиты и ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты, ювиты. Несмотря на пространственную сближенность интрузий, Nd–Sr-изотопный состав пород имеет заметные отличия.

Изотопный состав нефелиновых пород нагорья Сангилен

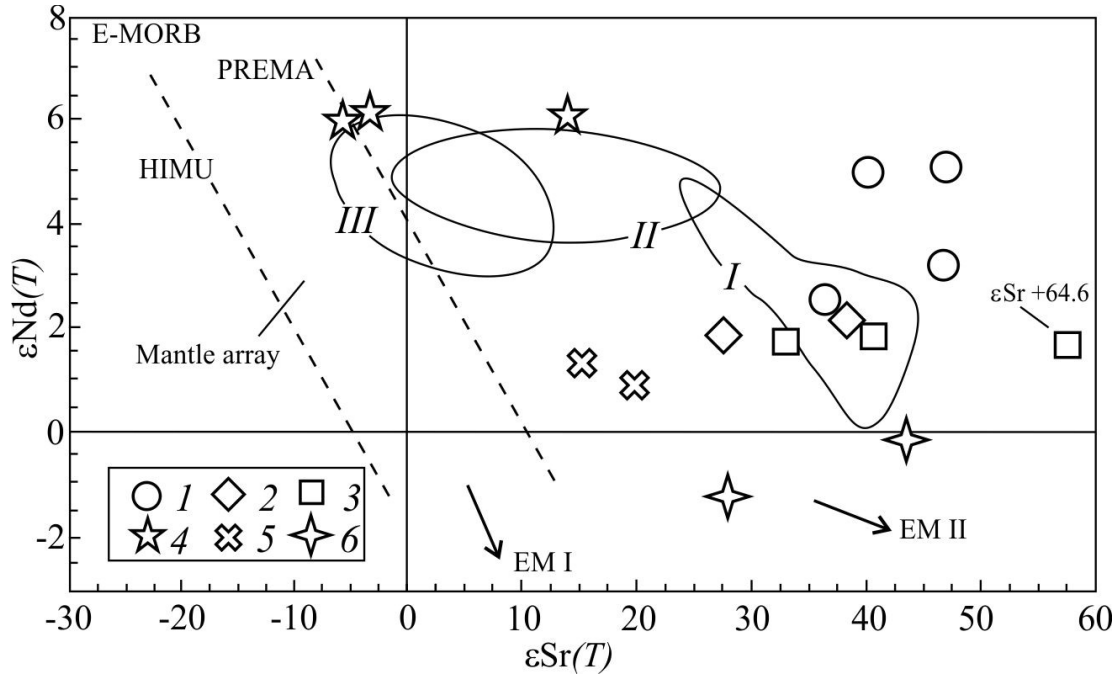
Интрузив, возраст (млн лет)	Образец, порода	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$, ±2σ	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_T$	εNd_T	$T(Nd)_{DM}$, млн лет
Дахунурский, 330	Дх 248/1, *Я*	6.68	34.6	0.11660	0.512591 ± 14	0.512341	+2.44	880
	Дх 243/1, *И*	6.44	33.8	0.11511	0.512626 ± 8	0.512379	+3.18	813
	Дх 250, *И*	3.15	14.2	0.13436	0.512759 ± 10	0.512471	+4.98	754
	Дх 244, *НС*	5.88	25.2	0.14136	0.512777 ± 15	0.512474	+5.04	790
Баянкольский, 330	Бк 257, *НС*	2.42	11.4	0.12864	0.512581 ± 7	0.512305	+1.74	1023
	Бк 257/1, *Ю*	1.15	5.60	0.12370	0.512583 ± 8	0.512318	+1.97	963
Харлинский, 330	Хр 265, *НС*	4.18	18.2	0.13838	0.512607 ± 10	0.512310	+1.84	1102
	Хр 267, *НС*	2.22	9.73	0.13767	0.512603 ± 17	0.512308	+1.80	1100
	Хр 950, *И*	2.36	10.7	0.13306	0.512587 ± 8	0.512302	+1.68	1067
Тоскульский, 330	Тк 384, *НС*	7.07	42.3	0.10093	0.512749 ± 10	0.512532	+6.17	544
	Тк 274/1, *НС*	2.95	18.8	0.09478	0.512726 ± 14	0.512523	+5.99	546
	Тк 274/3, *Ф*	5.93	34	0.10536	0.512755 ± 11	0.512529	+6.11	558
Коргередабинский, 300	КГ 371, *НС*	3.25	20.5	0.09595	0.512511 ± 10	0.512324	+1.35	830
	КГ 377/1, *НС*	5.61	34.3	0.09883	0.512492 ± 10	0.512299	+0.86	876
Интрузив	Образец, порода	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$, ±2σ	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$	εSr_T	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW
Дахунурский,330	Дх 248/1, *Я*	19.9	1902	0.02947	0.70691 ± 19	0.70677	+37.7	+9.7
	Дх 243/1, *И*	20.4	1939	0.02966	0.70754 ± 14	0.70740	+46.7	+10.4
	Дх 250, *И*	27.3	1956	0.0404	0.70713 ± 5	0.70694	+40.1	–
	Дх 244, *НС*	44.3	1233	0.10130	0.70790 ± 18	0.70743	+47.1	+10.9

Окончание таблицы

Баянкольский, 330	Бк 257, *НС*	44.8	832	0.15195	0.70676 ± 15	0.70605	+27.5	+12.2
	Бк 257/1, *Ю*	73.5	1018	0.20370	0.70782 ± 17	0.70687	+39.1	+11.5
Харлинский, 330	Хр 265, *НС*	34.6	396	0.2526	0.70809 ± 6	0.70691	+39.7	–
	Хр 267, *НС*	73.9	734	0.28398	0.70770 ± 17	0.70638	+32.2	+13.0
	Хр 950, *И*	84	336	0.70581	0.71195 ± 15	0.70866	+64.6	+9.7
Тоскульский, 330	Тк 384, *НС*	14.7	1957	0.0218	0.70388 ± 11	0.70378	–4.8	–
	Тк 274/1, *НС*	48.3	969	0.14068	0.70440 ± 14	0.70374	–5.3	+6.1
	Тк 274/3, *Ф*	22.4	350	0.18052	0.70593 ± 15	0.70509	+13.9	+6.5
Коргередабинский, 300	КГ 371, *НС*	57.3	1645	0.1009	0.70566 ± 8	0.70523	+15.3	–
	КГ 377-1, *НС*	140	382	1.0593	0.71001 ± 6	0.70553	+19.6	–

Примечание. *Я* – якупирангит, *И* – ийолит, *Ю* – ювит, *НС* – нефелиновый сиенит, *Ф* – фойяит.

Наиболее деплетированными выглядят нефелиновые сиениты Тоскульского массива (εNd_T ~ +6…+6.2; εSr_T –5.3…+13.9), что сближает их с мантийными производными PREMA-типа (рисунок). На своеобразие магматического источника указывает сравнительно молодой модельный возраст ($T(Nd)_{DM}$ 544–558 млн лет). Значительно шире диапазон изотопных отношений в породах Дахунурской, Баянкольской, Харлинской и Коргередабинской интрузий (εNd_T ~+1…+5; $T(Nd)_{DM}$ ~800–1100 млн лет; εSr_T +15.3…+64.6), которые могут свидетельствовать об участии в магмогенезе материала обогащенной литосферной мантии. Влияние домена EM I подтверждается изотопными особенностями свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb$ 17.40; $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.41;



Изотопный состав Nd и Sr магматических комплексов субщелочных и щелочных пород в западной части ЦАСП. *1–5* – интрузивные массивы нагорья Сангилен: *1* – Дахунурский, *2* – Баянкольский, *3* – Харлинский, *4* – Тоскульский, *5* – Коргередабинский; *6* – Овэрмаратгольский плутон, Северная Монголия. *I–III* – композиционные поля: *I* – щелочных пород (PZ_1, PZ_3) Витимской провинции, Западное Забайкалье **[4]**; *II* – щелочно-базитовых интрузивов (D_{1-2}) северо-восточного склона Кузнецкого Алатау **[5]**; *III* – субщелочных базальтоидов (D_{1-2}) Минусинского прогиба **[6]**. Контур «Mantle array» и положение резервуаров PREMA, E–MORB, HIMU, EM I, EM II соответствуют их принятым современным параметрам.

$^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.24) в калиевом полевом шпате из карбонатитов Харлинского плутона. Заметно проявлены эффекты взаимодействия расплавов с коровым веществом. Его разную долю отражают вариации изотопного состава стронция и кислорода ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7037–0.7087; $\delta^{18}O$ +6.1…+13 ‰; таблица).

Примером гетерогенности мантийных субстратов в сравнительно ограниченном магматическом ареале являются вариации изотопного (Nd–Sr–Pb) состава мезозойско-кайнозойских (0–116 млн лет) карбонатитовых комплексов Восточно-Африканского рифта. Для них рассматривается неоднородность восходящего плюма с последующим смешением его HIMU- и EM I-компонентов **[7]**. На основании изотопных признаков изученных щелочных интрузий нагорья Сангилен в качестве их источников можно предполагать комбинацию материала обогащенной (EM) и деплетированной (PREMA) мантии, компоненты которых находились в составе инициального плюма в разной пропорции. В пределах западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса аналогичная зависимость прослеживается для субщелочных и щелочных базитовых комплексов Кузнецкого Алатау, Минусинского прогиба, Западного Забайкалья и Северной Монголии (рисунок). В их формировании, как и в провинции Юго-Восточной Тувы, немаловажным фактором петрогенезиса послужила коровая контаминация эволюционирующих расплавов в верхних горизонтах литосферы.

Авторы благодарны сотрудникам ИГЕМ РАН (г. Москва), ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) и ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) за участие в исследованиях. Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ и Программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013–2020 гг.

[1] *Яшина Р.М.* Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 274 с.

[2] *Яшина Р.М., Борисевич И.В.* Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М.: Наука, 1966. С. 326–336.

[3] *Хомичев В.Л., Бухаров Н.С., Минин В.А.* Эталон сангиленского габбро-нефелинсиенит-щелочногранитового комплекса (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. 193 с.

[4] *Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M.* Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos. 2012. V. 152. P. 157–172.

[5] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Войтенко Д.Н.* Хронология и источники щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Материалы X Всероссийского петрографического совещания. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. Т. 2. С. 58–60.

[6] *Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В., Пахольченко Ю.А.* Источники девонского магматизма Минусинского прогиба (по геохимическим и изотопным Sr–Nd-характеристикам базитов) // ДАН. 2011. Т. 441, № 4. С. 514–520.

[7] *Bell K., Tilton G.R.* Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 10. P. 1927–1945.

ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СВИНЦА В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ КИЯ-ШАЛТЫРСКОГО ГАББРО-УРТИТОВОГО ПЛУТОНА, КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ

В.В. Врублевский, А.В. Чугаев**, И.Ф. Гертнер**

*Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru
**Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, vassachav@mail.ru

В каледонских структурах Кузнецкого Алатау на западе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) распространены небольшие (1–2 км^2) дифференцированные щелочно-базитовые интрузивные массивы, становление которых происходило в среднем кембрии и раннем–среднем девоне **[1, 2]**. В их строении участвуют K-Na субщелочное и щелочное габбро, основные и ультраосновные фойдолиты, нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты. Характерным представителем девонского этапа щелочного магматизма считается Кия-Шалтырский габбро-уртитовый плутон с подчиненным развитием ийолитов и фельдшпатоидных сиенитов. По Sm–Nd изотопным данным в качестве источника первичного расплава предполагается умеренно деплетированный мантийный резервуар PREMA, вещество которого доминировало в базитовых магматических производных Северо-Азиатского суперплюма в раннем–среднем палеозое **[3]**. В породах и минералах Кия-Шалтырского массива впервые изучен изотопный состав свинца, позволяющий судить о природе высокоглиноземистых щелочных магм.

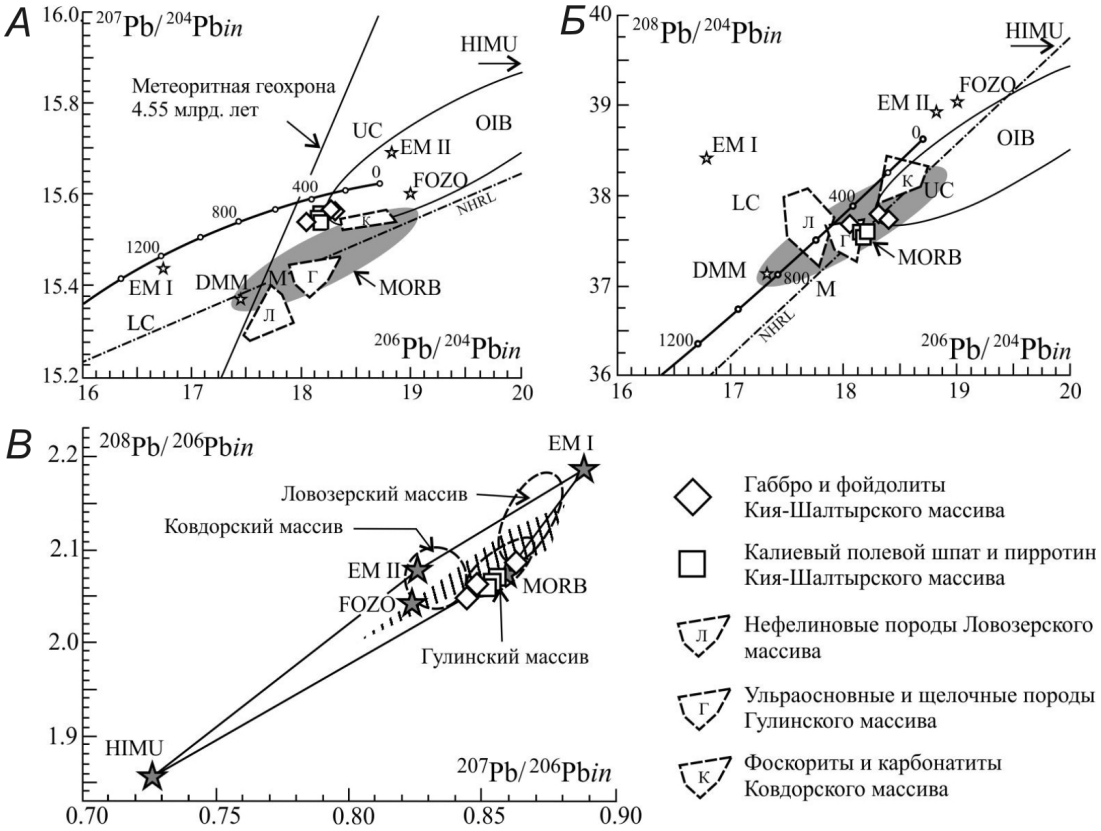
Изотопный анализ проводился на приборных MC–ICP–MS-комплексах Nu Instruments Plasma (Университет Британской Колумбии, Канада) и Neptune (ИГЕМ РАН, г. Москва). Наряду с калиевым полевым шпатом из нефелиновых сиенитов и пирротином, образующим в фойдолитах сидеронитоподобную структуру, выполнены измерения в валовых составах пород главных интрузивных фаз (таблица).

В магматических породах Кия-Шалтырского массива от субщелочных габброидов к более поздним фойдолитам наблюдается возрастание U/Pb (0.24–0.78) и Th/Pb (0.27–0.8), что предполагает их последовательное образование в процессе дифференциации родоначальной магмы. Аналогичным образом увеличиваются первичные изотопные отношения свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb_{in}$ 18.05–18.36; $^{207}Pb/^{204}Pb_{in}$ 15.53–15.57; $^{208}Pb/^{204}Pb_{in}$ 37.65–37.83), которые близки к

Изотопный состав свинца в породах и минералах Кия-Шалтырского плутона

Образец, порода	*КШ 26–1, *СГ*	*КШ 21–3, *ИП*	*GI–4, *У*	КШ 100/7, *кпш*	КШ Х–18, *пирротин*	КШ–14а, *пирротин*
U, г/т	0.61	1.72	0.97	0.49	0.011	0.016
Th, г/т	0.71	1.80	1.00	0.68	0.016	0.026
Pb, г/т	2.61	3.41	1.25	7.4	2.2	2.8
$^{206}Pb/^{204}Pb_m$	18.993	20.654	21.671	18.516	18.210	18.217
$^{207}Pb/^{204}Pb_m$	15.581	15.690	15.754	15.568	15.550	15.550
$^{208}Pb/^{204}Pb_m$	38.005	38.481	38.930	37.717	37.599	37.597
$^{206}Pb/^{204}Pb_{in}$	18.048	18.358	18.339	18.215	18.187	18.191
$^{207}Pb/^{204}Pb_{in}$	15.529	15.564	15.572	15.552	15.549	15.548
$^{208}Pb/^{204}Pb_{in}$	37.650	37.722	37.829	37.598	37.590	37.585
$^{207}Pb/^{206}Pb_{in}$	0.8605	0.8478	0.8491	0.8538	0.8549	0.8547
$^{208}Pb/^{206}Pb_{in}$	2.0861	2.0548	2.0628	2.0641	2.0668	2.0662

Примечание. *СГ* – субщелочное габбро, *ИП* – ийолит пегматоидный, *У* – уртит, *кпш* – калиевый полевой шпат из нефелинового сиенита. Изотопные отношения: *m* – измеренное, *in* – первичное (рассчитано на возраст 400 млн лет). * – анализы выполнены в Тихоокеанском центре изотопных и геохимических исследований Университета Британской Колумбии (Канада).



Изотопный состав свинца в породах и минералах Кия-Шалтырского плутона. Линия NHRL, проекция мантийного тетраэдра и его компоненты HIMU, FOZO, MORB/DMM, EMI, EMII, OIB нанесены по **[4–7]**, кривая эволюции свинца и элементы плюмботектоники – по **[8, 9]**. Зашриховано композиционное поле MORB **[10]**. Области составов щелочных пород и карбонатитов Ловозерского, Ковдорского и Гулинского массивов приведены по **[11, 12]**.

линии эволюции его состава на уровне ~400 млн лет (рисунок, *А*, *Б*), что совпадает с изотопным U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr возрастом массива **[2]**. В калиевом полевом шпате и пирротине из нефелиновых пород свинец несколько менее радиогенный ($^{206}Pb/^{204}Pb_{in}$ 18.19–18.22; $^{207}Pb/^{204}Pb_{in}$ 15.50–15.55; $^{208}Pb/^{204}Pb_{in}$ 37.59–37.60), но на Pb/Pb–диаграммах составы минералов совместно с породами образуют компактное композиционное поле, группируясь вдоль линии NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) изотопной эволюции океанических базальтов в области MORB. В пределах мантийного тетраэдра, служащего для изотопной систематики глубинных резервуаров, они также формируют короткий линейный тренд в направлении от MORB к более общему и универсальному домену FOZO/PREMA плюмовой природы (рисунок, *В*). О возможном участии подобного вещества в магмогенезе свидетельствуют особенности изотопного состава неодима (ε_{Nd} 4.8–5.3) в породах массива. При этом характер распределения в них редких элементов указывает на комбинированный источник типа OIB+E-MORB+SZB, что нередко свойственно проявлениям внутриплитного плюмового магматизма в обстановке активной континентальной окраины **[13]**. Очевидно, что в таких условиях магматическая эволюция осложнялась процессом коровой контаминации, под влиянием которой были трансформированы Sr–O-изотопные системы щелочных пород ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.704–0.706; $\delta^{18}O$ 8–10 ‰ SMOW).

В связи с не очень высокой степенью гетерогенности изотопного состава свинца изученные породы и минералы можно рассматривать как производные одного родоначального расплава. Как и в случае с плутоническими щелочными комплексами платформ (рисунок), его зарождение происходило в деплетированной мантии MORB+FOZO/PREMA-типа. В отличие от почти синхронных (375–380 млн лет) Ловозерского и Ковдорского плутонов на Балтийском щите, на формировании Кия-Шалтырского интрузива практически не отразилось влияние вещества EM-резервуаров.

Авторы благодарят коллектив ТЦИГИ Университета Британской Колумбии (Канада) и сотрудника ТГУ (Томск) О.М. Гринева за участие в исследованиях. Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ и Программы повышения конкурентоспособности ТГУ 2013–2020 гг.

[1] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А.* Sm–Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // ДАН. 2003. Т. 391, № 3. С. 378–382.

[2] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутиерес-Алонсо Г. и др.* Изотопная (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 11 (в печати).

[3] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.

[4] *Hart S.R.* A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. P. 753–757.

[5] *Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A, Whitehead J.A.* Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // Science. 1992. V. 256. P. 517–520.

[6] *Zindler A., Hart S.R.* Chemical geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. V. 14. P. 493–571.

[7] *Hauri E.H., Whitehead J.A., Hart S.R.* Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 24275–24300.

[8] *Stacey J.C., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.

[9] *Zartman R.E., Haines S.M.* The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bi-directional transport // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1988. V. 52. P. 1327–1339.

[10] *Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R.* FOZO, HIMU, and rest of the mantle zoo // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6, № 5. P. 1–20.

[11] *Зартман Р.Э., Когарко Л.Н.* Изотопный состав свинца агпаитовых нефелиновых сиенитов и редкометалльных руд Ловозерского массива (Кольский полуостров, Россия) // ДАН. 2014. Т. 454, № 1. С. 77–80.

[12] *Lee M.J., Lee J.I., Hur S.D. et al.* Sr–Nd–Pb isotopic composition of the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, Kola Peninsula, NW Russia // Lithos. 2006. V. 91. P. 250–261.

[13] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Изох А.Э.* Химическая геодинамика раннепалеозойского щелочного магматизма западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 139–142.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РАННЕТРИАСОВЫХ ГРАНИТОИДОВ АТУРКОЛЬСКОГО ИНТРУЗИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

О.А. Гаврюшкина, Н.Н. Крук*, С.П. Шокальский**, С.Н. Руднев**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kruk@igm.nsc.ru
**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, shokalsky@vsegei.ru

Магматизм крупных изверженных провинций в последние десятилетия привлекает к себе пристальное внимание исследователей. Проявления эндогенной активности, обусловленные воздействием глубинных плюмов, формирующихся независимо от верхнемантийных процессов, приводят к формированию на кратонах крупных трапповых полей, ареалов щелочно-базитового и карбонатитового магматизма, а также расслоенных базит-ультрабазитовых интрузий, продуктивных на медь, никель и платиноиды. В складчатых поясах крупные изверженные провинции характеризуются широким развитием гранитоидов и резким преобладанием их над породами мантийного генезиса. Так, на примере пермо-триасовой LIP западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) показано, что гранитоиды составляют более 80 % магматических пород **[1]**.

Характерной особенностью упомянутой крупной изверженной провинции является широкое разнообразие петрографических и геохимических типов гранитоидов. Только на территории Горного Алтая в описываемом возрастном интервале выделено шесть самостоятельных магматических комплексов (большинство из которых представлено одним-двумя массивами), отличающихся друг от друга по набору пород, их минералого-петрографическим особенностям и вещественному составу **[2–4 и др.]**. Среди них наряду с габбро-гранитоидными сериями, демонстрирующими яркие признаки участия мантийного вещества в гранитообразовании, и гранит-лейкогранитными ассоциациями повышенной редкометалльности, формирование которых невозможно объяснить с позиций плавления пород континентальной коры в «закрытой» системе, выделяются гранодиорит-гранитные интрузии, не обнаруживающие явных признаков корово-мантийного генезиса. Специфика формирования таких гранитоидов во внутриплитных условиях представляет большой интерес для понимания процессов гранитоообразования.

Данная работа посвящена изучению одного из таких объектов – Атуркольского массива в Горном Алтае.

Атуркольский интрузив находится в юго-восточной части Горного Алтая, в зоне сочленения его с геологическими структурами Западного Саяна (правобережье р. Башкаус). Он представляет собой крупное (около 110 км^2) изометричное тело с крутыми интрузивными контактами. Вмещающими породами для массива являются позднекембрийские–раннеордовикские песчано-сланцевые отложения артлашской свиты. В западной и восточной частях отмечены интрузивные контакты гранитоидов с вулканогенно-осадочными толщами среднего девона. Возраст гранитоидов, определенный U-Pb изотопным методом по цирконам из монцогранодиоритов главной фазы (проба Ш-1428, автор – С.П. Шокальский), составил 237.7±4.4 млн лет.

Атуркольский массив имеет простое внутреннее строение: он почти нацело сложен грубозернистыми порфировидными биотитовыми монцогранодиоритами и меланократовыми монцогранитами, связанными друг с другом постепенными переходами. В единичных случаях отмечены дайки аплитовидных гранитов и аплитов, прорывающие породы главной фазы.

Порфировидный облик гранитоидов определяется наличием крупных (обычно 1–3 см, иногда до 10 см) таблитчатых кристаллов решетчатого микроклина. В составе крупнозернистой основной массы присутствуют кислый плагиоклаз (20–22 %), пертитовый микроклин (29–32 %), кварц (32–38 %), буро-коричневый биотит (8–12 %), амфибол. Среди акцессорных минералов широко распространен титанит и магнетит, также присутствуют апатит, циркон, монацит, ильменит, изредка – гранат. Акцессорные минералы, как правило, являются минеральными включениями в биотите и амфиболе или образуют с ними срастания.

Полевые шпаты в породах Атуркольского массива представлены плагиоклазами и микроклинами, которые встречаются как в виде порфировых вкрапленников, так и в основной массе пород. Плагиоклазы представлены олигоклазом – кислым андезином ($Ab_{0.75–0.89}$, $An_{0.10–0.23}$), содержание ортоклазового минала не превышает 0.03. Основные примесные элементы – FeO (0.03–0.23 мас. %) и SrO (0.02–0.31 мас. %). Закономерностей между распределением примесей в центральных и краевых зонах зерен не выявлено. Составы плагиоклазов во вкрапленниках и в зернах основной массы не проявляют значимых различий.

В калиевых полевых шпатах Атуркольского массива доминирует ортоклазовый минал (78–97 %). Концентрации Na_2O варьируются в достаточно широких пределах (от 0.38 до 2.39 мас. %), причем в краевых зонах вкрапленников калишпата содержания натрия ниже, чем в центральных частях и зернах основной массы. Концентрации CaO незначительны, они не превышают 0.1 мас. % (1 % анортитового минала). Содержания Rb_2O, Cs_2O редко превышают предел обнаружения. Характер распределения стронция и бария схож с характером распределения натрия: их концентрации в центральных зонах составляют 0.15–0.28 мас. % SrO и 0.06–0.57 мас. % BaO, а в краевых зонах падают до 0.03–0.08 мас. % SrO и 0.07–0.27 мас. % BaO.

Слюды пород Атуркольского массива представлены умеренно-железистыми аннитами. Концентрации титана варьируются от 2.1 до 3.2 мас. %; между содержанием TiO_2 и железистостью слюд наблюдается прямая зависимость. Глиноземистость биотитов меняется слабо (15–16 %) и не коррелирует с вариациями железистости и содержаний титана. Содержания фтора изменяются от 1.3 до 1.7 мас. %.

В сравнении со слюдами пород существенно лейкогранитных пермо-триасовых комплексов Алтая (Синюшенский, Саввушинский, Белокурихинский массивы) биотиты Атуркольского массива характеризуются более низкой железистостью и пониженными содержаниями фтора, что сближает их со слюдами «стандартных» гранитов анатектического генезиса. В то же время пониженная глиноземистость биотитов указывает на формирование их из относительно высокощелочных расплавов.

Вещественный состав гранитоидов главной фазы Атуркольского массива характеризуется повышенной общей щелочностью при преобладании калия над натрием. В наиболее меланократовых монцогранодиоритах суммарные содержания щелочей достигают 10–11 мас. %, постепенно снижаясь с ростом кремнекислотности до 7.5–9.0 мас. % в меланогранитах. Составы пород характеризуются невысокими содержаниями кальция (на диаграмме SiO_2–MALI их фигуративные точки попадают преимущественно в поле щелочных пород). Степень насыщения глиноземом слабо возрастает с ростом кремнекислотности (A/CNK=0.8–0.9 в монцогранодиоритах, 1.05–1.10 – в меланогранитах), железистость пород варьируется на всем интервале кремнекислотности, в целом оставаясь невысокой (68–74 %). Монцогранодиориты характеризуются вышекларковыми содержаниями фосфора (>0.2 мас. % P_2O_5), в то время как в наиболее кремнекислых меланогранитах концентрации фосфора находятся на пределе обнаружения РФА.

Редкоэлементный состав пород характеризуется повышенными содержаниями щелочноземельных металлов (Sr – 450–680 г/т; Ba – 670–1200 г/т). Монцогранодиориты обладают вышекларковыми концентрациями Zr, Nb и Ta (до 320, 26 и 2 г/т соответственно) и повышенными содержаниями РЗЭ (суммарно – до 280 г/т). Спектры распределения РЗЭ резко асимметричные с $(La/Yb)_N$=21–33, практически без аномалии по Eu.

Таким образом, по особенностям состава породообразующих минералов и геохимическим характеристикам гранитоиды Атуркольского массива занимают промежуточное положение между «стандартными» известково-щелочными гранитоидами анатектического генезиса и умеренно-щелочными породами монцонитоидного ряда. Формирование первичных расплавов этих магм, вероятнее всего, было следствием плавления пород континентальной коры. Участие «глубинного» компонента в формировании гранитоидов было незначительным; в максимальной степени оно фиксируется в наименее кремнекислых породах комплекса (монцогранодиоритах).

[1] *Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.* Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // ДАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 505–509.

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

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

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

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДНОГО И ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ БУМБАТСКОГО РУДНОГО УЗЛА И ИХ ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ (ОЗЕРНАЯ ЗОНА МОНГОЛИИ)

И.В. Гаськов, А.С. Борисенко, В.В. Бабич, А.А. Боровиков

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

Озерная зона Западной Монголии является одним из наиболее перспективных на золотое оруденение регионов. Она сложена в основном островодужными осадочно-вулканогенными комплексами венд-кембрийского возраста (570–545 млн лет) **[1]**. Широко развитые в этой зоне интрузивные ассоциации (гранитоиды и габброиды) имеют позднепротерозойско-раннепалеозойский возраст и слагают крупные очаговые ареалы – Хиргиснурский, Харанурский, Бумбат-Хайрханский **[2]**. В пределах Озерной зоны установлен целый ряд рудопроявлений с Au-Cu-скарновым, Au-Bi-Te, Cu-(Au)-порфировым и золотосодержащим медно-колчеданным оруденением. Одним из наиболее перспективных в промышленном отношении является Бумбатский рудный узел, включающий проявления с медной и золоторудной минерализацией **[3]**. Этот рудный район расположен в южной части Озерной зоны, в области сочленения структур Озерной и Цаганшибитинской зон со структурами Монгольского Алтая, и пространственно ассоциирует с Бумбат-Хаирханским очаговым ареалом интрузивного магматизма. Проведенные в последние годы комплексные исследования этого магматического ареала позволили установить его полихронную природу **[2]**. В его составе выделяются гранитоидные и габброидные ассоциации, сформировавшиеся в два этапа: островодужный (550–524 млн лет) и аккреционно-коллизионный (511–465 млн лет). В пространственной ассоциации с гранитоидами этого ареала установлена медная, медно-молибденовая и медно-золоторудная минерализация, формационный тип и время формирования которых до настоящего времени однозначно не определены.

Медное оруденение представлено кварцевыми жилами, жильными зонами среди калишпатизированных и серицитизированных гранитоидов. В эндоконтактовой зоне гранитоидов отмечаются участки серецитизированных пород с прожилково-вкрапленной медной минерализацией. Содержание рудных минералов в разных типах кварцевых жил изменяется в широких пределах – от 2–3 % до сливных медных руд. Среди медьсодержащих сульфидов преобладают борнит (~65 %), халькозин (~25 %), ковелин (~10 %), халькопирит (~ 5%), часто с взаимными структурами распада. В жилах установлены невысокие содержания Au (до 0.2 г/т), серебра (до 85.6 г/т), а в отдельных пробах повышенные содержания Mo (до 100 г/т), Zn, Mn, Ba, Mo и Bi.

Медно-молибденовая минерализация проявлена в северо-восточной части рудного узла и связана с субширотными зонами пиритизации и серицитизации гранодиоритов и вмещающих вулканогенно-осадочных пород, вскрытыми бурением на участке Три холма. Рудные минералы представлены пиритом и редкой вкрапленностью халькопирита, магнетита, гематита, и молибденита. Последний иногда образует прожилки и гнездообразные скопления (до 1 см). В этих породах также отмечаются повышенные содержания золота (до 0.5–0.7 г/т). По минералого-геохимическим особенностям руд, составу метасоматитов, а также развитию на этом участке гранит-порфиров и эксплозивных брекчий это оруденение отвечает золото-медно-молибден-порфировому типу.

Золотое оруденение в Бумбатском рудном узле выявлено на двух участках – Три холма и Дарби. Участок Три холма сложен верхнепротерозойско-нижнекембрийскими осадочно-вулканогенными породами, выходящими на поверхность в виде трех холмов среди четвертичных отложений между хребтами Бумбат-Хайрхан и Баян-Цаганы-Нуру. Породы прорваны гранит-гранодиоритами тохтогеншильского комплекса, среди которых бурением вскрыты зоны гидротермальной проработки с сульфидной минерализацией. Минерализованные зоны сложены серицит-кварцевыми метасоматитами с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией и золотоносными кварцевыми жилами. По текстурному рисунку породы имеют в основном

брекчиевидный облик, где мелкие (до 1 см) угловатые фрагменты гранитного состава сцементированы крупнозернистым кальцит-кварцевым агрегатом. Сульфидная составляющая в породах, как правило, не превышает 1–2 % и лишь в отдельных локальных участках достигает 5–7 %, образуя штокверковое распределение. Состав рудной минерализации представлен в основном пиритом. Кроме того, встречаются в небольших количествах магнетит, гематит, редкие зерна халькопирита и единичные – молибденита. Также установлены мелкие висмутсодержащие минералы (самородный висмут, теллурид висмута и сульфиды висмута сложного состава). Содержание золота в этих зонах варьируется от 0.3 до 86.0 г/т (среднее – 2.96 г/т). Пробность золота изменяется от 706 до 1000 ‰, составляя в среднем 882 ‰. В геохимическом отношении лишь отдельные пробы руд характеризуются повышенными концентрациями Cu, Zn, Pb, Bi и Mo. Золотоносные кварцевые жилы мощностью (0.1–0.5 м) установлены на всех трех холмах и наиболее крупные из них прослежены на расстояние до 30 м. Состав рудной минерализации в жилах аналогичен составу минерализованных зон. Формирование золотосульфидной минерализации по данным изучения флюидных включений в кварце происходило при Т 225–305 °С и давлении 170 МПа из гидротермальных растворов с концентрацией солей от 9.5 до 12.9 мас. % в экв. NaCl.

Полученные данные показывают, что этот тип оруденения можно отнести к перефирийной части рудной зоны золото-медно-порфировых месторождений коунрадского типа **[4]**. Вместе с тем присутствие в рудах теллуридной минерализации может свидетельствовать о проявлении на месторождении более низкотемпературных эпитермальных ассоциаций.

Участок Дарби расположен в 20 км к юго-западу от уч. Три холма. В его пределах установлены три пространственно обособленные золотоносные зоны – Северная, Южная и Западная. Наиболее масштабное проявление оруденения установлено в Западной зоне, где оно представлено штокверковыми телами, развитыми как среди осадочно-вулканогенных пород, так и в пределах штока гранодиоритов. Эти сульфидно-кварцевые штокверковые зоны мощностью до нескольких десятков метров сложены гидротермально-измененными породами, развивающимися по осадочно-вулканогенным и магматическим образованиям. По составу изменений преобладают окварцевание, серицитизация, хлоритизация и местами развито скарнирование. Рудная минерализация участка Дарби представлена в основном гнездово-вкрапленными выделениями и прожилками сульфидно-кварцевого состава. Общее содержание рудных минералов составляет первые проценты и лишь в отдельных интервалах скважин западной зоны их количество доходит до 10 %. Среди сульфидов резко преобладает пирит, в небольших количествах установлены включения халькопирита и, редко, самородного золота. Иногда отмечаются отдельные зерна барита. Содержание золота в зонах оруденения имеет неравномерное распределение и варьируется от десятых долей до сотен г/т. В первичных рудах установлены тонкие выделения теллуридов и сульфидов золота и серебра в ассоциации с золотосодержащим теллуридом свинца – алтаитом. В зоне окисления по ним развиваются специфические ажурные и скелетные образования самородного золота повышенной пробности, достигающей 1000 ‰. В рудах отмечается повышенный уровень содержаний Te и в отдельных пробах – Cu, Mn, Ba, Zn, Co и Mo. Формирование золоторудной минерализации по данным изучения флюидных включений происходило при Т 214–265 °С и давлении 80 МПа из гидротермальных растворов с концентрацией солей от 10 до 12 мас. % в экв. NaCl.

Широкое развитие Te в рудах месторождения Дарби, приповерхностные условия их образования (давлении 80 МПа), невысокие температуры рудообразования и кварц-серицитовый состав метасоматитов дают основание отнести его к эпитермальному золото-теллуридному типу, для которого, по данным White N.C., Hedenquist J.W. **[5]**, характерны малые глубины формирования – до 1000 м; приуроченность к зонам брекчирования пород; развитие серицитовых или аргиллизитовых метасоматитов; высокие Au/Ag отношения в рудах; повышенные содержания Cu и Zn и невысокие температуры рудообразования (100–320 °С).

Для выявления времени формирования медного и золотого оруденения и установления их связи с магматизмом было проведено ^{40}Ar-^{39}Ar методом по мусковитам рудовмещающих метасоматитов определение возраста медного и золотого оруденения и U-Pb методом по цирконам разных типов гранитных интрузий Бумбатского рудного узла: интрузии плагиогранитов, вмещающей медное оруденение, штока гранодиоритов уч. Три холма и штока гранодиорит-порфиров уч. Дарби, локализующих золоторудную минерализацию. U-Pb анализы выполнены

во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), а Ar-Ar – в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

Медное оруденение с возрастом формирования 518.0±4.9 млн лет наиболее приближено ко времени становления плагиогранит-порфиров с возрастом 524.5±9.8 млн лет, отвечающему островодужному этапу развития этого сегмента Озерной зоны. Возраст же золоторудной минерализации, равный 455.9±4.3 млн лет, сильно отличается от времени становления островодужных магматических образований и близок по времени формирования гранитоидам заключительной стадии аккреционно-коллизионного этапа (468±15 млн лет), выделенного С.Н. Руднев с соавторами **[2]**. Таким образом, полученные данные о формировании медного и золотого оруденения свидетельствуют о их временном разобщении и о возможной связи, соответственно, с заключительными фазами островодужного и аккреционно-коллизионного этапов магматизма. Это дает возможность по-новому оценить металлогенические перспективы этого региона и выработать поисковые критерии.

[1] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-раннекембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2006. Т. 410, № 5. С. 657–662.

[2] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б.* Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17, № 5. С. 470–508.

[3] *Борисенко А.С., Гаськов И.В., Бабич В.В., Лобанов К.В., Оролма В., Изох А.Э.* Этапность рудообразования Бумбатского рудного узла Озерной зоны Монголии и связь ее с оруденением // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2009. Т. 1. С. 82–84.

[4] *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Минина О.В.* Минералого-геохимические типы руд меднопорфировых месторождений – золотоносность и зональность // Геохимия. 1985. № 10. С. 1417–1429.

[5] *White N.C., Hedenquist J.W.* Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration // Journal of Geochemical Exploration. 1990. V. 36. P. 445–474.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ОЛЬХОНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская*, М. Чо**, В.С. Федоровский***, А.М. Мазукабзов**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gladkochub@mail.ru
** Сеул, Корея, Корейский институт фундаментальных наук, moonsup@snu.ac.kr
*** Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru

Ольхонский метаморфический террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) локализован в зоне сочленения Сибирского кратона и Баргузинского микроконтинента, охватывая часть западного побережья озера Байкал (Приольхонье) и пролива Малое Море, а также остров Ольхон. Структура террейна представляет собой коллизионный коллаж гетерогенных по составу и возрасту аллохтонов. Основные тектонотермальные события, отражающие процессы становления террейна и его причленения к Сибирскому кратону, датируются интервалом 500–465 млн лет **[1]**.

Юго-западная и центральная части Ольхонского террейна к настоящему времени изучены достаточно детально, в то время как его северный фланг остается во многом «terra incognita». Ключевым объектом для понимания геологии данной территории является район бассейна реки Зундук. Согласно традиционным для прошлого века представлениям о геологии Прибайкалья, породные ассоциации этой территории рассматривались как раннедокембрийские образования сарминской **[2]** или ольхонской **[3]** серии. После коренного пересмотра взглядов на геологическое строение региона и выделение Ольхонского метаморфического террейна **[4]** этот район позиционируется как фрагмент мегазоны Зундук. Опорный для района исследований разрез представлен в левом борту р. Зундук, где в условиях хорошей обнаженности отчетливо выделяется серия тектонических пластин. Первая сложена разгнейсованными гранитоидами (гнейсогранитами), вторая – доломитовыми мраморами, третья – чередованием сланцев различного состава. Все пластины в различной степени подвержены динамометаморфизму и имеют практически одинаковое, достаточно крутое (углы падения до 70°) погружение в юго-восточном направлении.

Для изучения состава и возраста пород мегазоны Зундук были отобраны пробы гнейсогранитов и сланцев основного и кислого состава из рассматриваемого разреза. Гнейсограниты по своему химическому составу близки лейкогранитам (SiO_2=74.1–75.3 мас. %) и характеризуются умеренными содержаниями Nb (13–14 г/т), Y (23–25 г/т), Zr (120–170 г/т) и повышенными содержаниями Ba (680–700 г/т), что позволяет сопоставлять их с гранитами I-типа.

Кварц-плагиоклаз-эпидот-амфиболовые сланцы обладают сланцевато-полосчатой текстурой. Содержания SiO_2 в этих породах варьируются от 53.7 до 56.4 мас. %, позволяя рассматривать их в качестве метавулканитов среднего-основного состава нормальной щелочности (Na_2O+K_2O=1.85–3.32 мас. %.). Специфическими характеристиками данных сланцев являются низкие содержания TiO_2=0.45–0.60 мас. % и P_2O_5=0.09–0.11 мас. %, повышенные содержания Sr (до 560 г/т) при крайне низких концентрациях Nb (не более 7 г/т), Zr (18–42 г/т) и Y (6–9 г/т). Все перечисленные выше геохимические особенности присущи типичным островодужным образованиям.

Эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевые сланцы характеризуются содержаниями SiO_2= =72.7–75.1 мас. %, TiO_2=0.59–0.68 мас. %, P_2O_5=0.05–0.07 мас. %, при умеренных концентрациях Nb (7–10 г/т), Zr (200–230 г/т), Y (18–20 г/т). Систематически повышенные в этих породах содержания K_2O (4.13–4.26 мас. %) на фоне низких концентраций Na_2O (0.15–0.23 мас. %) позволяют допускать определенное нарушение первичных содержаний и пропорций соотношения щелочных металлов в изученных породах. Кроме этого, вероятно, в результате метасоматической переработки в данных сланцах были нарушены (увеличены) содержания кремнезема, что «сдвинуло» составы пород из области дацитов в риолиты. Однако специфика

химических составов проанализированных эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев, опирающаяся на анализ содержаний в них таких «нечувствительных» к процессам метаморфической переработки элементов, как Zr, Nb, Y, позволяет рассматривать эти сланцы в качестве метаморфизованных вулканитов кислого состава, субстрат которых мог быть образован в обстановке активной континентальной окраины.

Синтез результатов, полученных при изучении сланцев, которые слагают тектоническую пластину, представленную в левом борту р. Зундук, позволяет с большой долей уверенности интерпретировать совокупность этих пород как фрагмент разреза вулканогенно-осадочной толщи островодужной природы, сложенной чередующимися прослоями различного (от среднего-основного до кислого) состава.

Изотопные исследования гнейсогранитов и сланцев кислого состава U-Pb методом по цирконам проводились в Корейском институте фундаментальных наук (Korea Basic Science Institute; KBSI) (Южная Корея) на приборе SHRIMP II согласно стандартной методике **[5]**.

Из образца гнейсогранита (обр. 1032) был выделен акцессорный циркон, обладающий магматической зональностью. Для 18 зерен было выполнено 23 измерения изотопного состава U и Pb. По девяти точкам изученного циркона было рассчитано средневзвешенное значение $^{206}Pb/^{238}U$ возраста, равное 800±11 млн лет, которое может быть проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гнейсогранита. Несколько измерений были сделаны в зонах развития трещин и локальных неоднородностей зерен, что не способствовало получению качественных результатов. Два наиболее молодых значения (517±4 и 482±3 млн лет), измеренных в подобных зонах вблизи краевых областей (кайм) цирконов, показали значения возраста, близкие к времени проявления в регионе масштабных тектонотермальных событий раннего палеозоя. Однако достоверность этих результатов требует последующей заверки.

Из образца эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевого сланца (обр. 1025) был выделен акцессорный циркон с отчетливой магматической зональностью, для которого по 10 точкам был рассчитан $^{206}Pb/^{238}U$ средневзвешенный возраст 638 ± 5 млн лет. Учитывая магматический облик циркона, можно допускать, что полученное значение отвечает возрасту кристаллизации этого минерала и, следовательно, возрасту образования исследуемых метавулканитов кислого состава. Принимая во внимание частое переслаивание в пределах «сланцевой» тектонической пластины метавулканитов кислого и основного состава, можно экстраполировать полученное значение на весь разрез сланцевой пачки и интерпретировать его как возраст изученного фрагмента островодужной ассоциации.

Рассмотренные выше результаты позволяют сделать следующие выводы:

1) породные ассоциации, располагающиеся в районе мыса Зундук (центральная часть западного побережья оз. Байкал), представляют собой метаморфизованные образования неопротерозоя, а не палеопротерозоя, как это предполагалось предшественниками **[3]** и отражено на всех существующих государственных геологических картах СССР и России (например **[2]**);

2) изученные породы принадлежат структуре Ольхонского метаморфического террейна, слагая его северо-западный фланг;

3) возраст гнейсогранитов (800±11 млн лет), отвечающих по составу I-типу гранитоидов, близок к возрасту вулканитов комплекса Орсо (два пика: 844±6 млн лет и 792±10 млн лет) **[6]**, сформировавшихся в пределах активной окраины Баргузинского микроконтинента **[7]**. В более широком масштабе это событие, запечатленное для Ольхонского террейна, может рассматриваться как центральное (недостающее) звено в цепочке подобных процессов, прослеживающихся от Юго-Восточного Саяна (вулканиты сархойской серии – 770–800 млн лет **[8]**) до Байкало-Муйского пояса (вулканиты келянской серии – пик на 824 млн лет **[9]**);

4) возраст метавулканитов (638±5 млн лет), образовавшихся за счет метаморфической переработки пород островодужной специфики, хорошо соотносится с возрастом протолита двупироксеновых гнейсов Чернорудской зоны (624±11 млн лет) **[10]**, которые также рассматриваются как результат метаморфизма пород островодужной ассоциации;

5) полученные результаты можно проинтерпретировать с двух возможных позиций: либо подтверждая гипотезу о длительном развитии активной континентальной окраины Баргузинского микроконтинента **[7]**, либо допуская существование в секторе Палеоазиатского океана, прилегающего к южному флангу Сибирского кратона, нескольких разновозрастных (~850–800

и ~600 млн лет, а также ~500 млн лет **[11]**) островодужных систем и задуговых бассейнов. При этом не исключен и компромиссный вариант, подтверждающий правоту обоих подходов, т.е. существование долгоживущей активной континентальной окраины и независимых от нее островодужных построек. Сильное тектоническое «перемешивание» в структуре Ольхонского террейна дезинтегрированных фрагментов этих разновозрастных комплексов не позволяет авторам однозначно склониться в пользу той или иной гипотезы, допуская для всех из них право на существование.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-05-00231.

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

[2] *Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий масштаба 1:500000.* Л.: ВСЕГЕИ, 1982.

[3] *Ескин А.С.* Древние метаморфические комплексы Западного Прибайкалья // Геология Прибайкалья. Иркутск: Восточно-Сибирская правда, 1969. С. 91–121.

[4] *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

[5] *Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

[6] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.

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

[8] *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. № 7. С. 875–895.

[9] *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3–15.

[10] *Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н.* U-Pb-изотопное датирование цирконов (SHRIMP-II) гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья // ДАН. 2010. Т. 432, № 6. С. 797–800.

[11] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н.* Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2014. Т. 457, № 4. С. 429–433.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГАББРОИДНОГО И ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ПРЕДЕЛАХ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ КАЛЕДОНИД

И.В. Гордиенко, Д.В. Гороховский*, А.Л. Елбаев*, Т.Б. Баянова***

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bscnet.ru
**Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, tamara@geoksc.apatity.ru

В современной структуре складчатого обрамления юга Сибирской платформы рассматриваемый район охватывает территорию Юго-Западного Забайкалья и смежных районов Северной Монголии и входит в состав Джидинской зоны палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса. В настоящее время эта зона рассматривается как область развития вендпалеозойских структурно-вещественных комплексов, составлявших Джидинскую островодужную систему энсиматического типа на окраине Палеоазиатского океана **[1, 3, 4]**. По палеомагнитным данным **[2]**, Джидинская зона находилась на значительном удалении от Сибирского континента. В ее пределах выявлены полные разрезы венд-раннекембрийской офиолитовой ассоциации, разнообразные постройки океанических островов (гайотов), островодужные, коллизионные и постколлизионные комплексы. Значительную часть площади Джидинской зоны занимают интрузивы ранне-, средне- и позднепалеозойских пород различных генетических типов, формирование которых протекало в островодужную, коллизионную и внутриплитную (рифтогенную) стадии ее развития. Ниже нами будут приведены новые изотопно-геохронологические данные по раннепалеозойским габброидам и гранитоидам Джидинской зоны каледонид.

Массивы интрузивных пород габброидной и гранитоидной ассоциаций раннепалеозойского возраста распространены в Джидинской зоне на значительной площади. Наиболее детально они были изучены нами в пределах Модонкульского ареал-плутона, расположенного на правобережье р. Джида близ г. Закаменска. Геологические, изотопно-геохронологические, минералого-петрографические и геохимические исследования пород ассоциаций позволили установить несколько этапов магматизма, отвечающих различным геодинамическим обстановкам. Выделяются следующие раннепалеозойские интрузивные ассоциации, участвующие в строении Модонкульского ареал-плутона (от ранних к поздним): островодужный этап – габброидная, тоналитовая; аккреционно-коллизионный этап – габброидная, диорит-кварцдиоритовая, тоналит-плагиогранитная.

Островодужный этап. Породы габброидной ассоциации островодужного этапа образуют разрозненные ксенолиты, реже массивы (Холтосонский), среди диоритов и кварцевых диоритов более позднего, аккреционно-коллизионного, этапа, в юго-восточной части Модонкульского ареал-плутона. Границы габбровых тел с диоритами обычно расплывчаты с постепенными переходами к диоритизированным габбро. Они сложены в основном средне- и крупнозернистыми габбро и габбро-норитами. Местами среди габброидов отмечаются слабоветвящиеся жилы и прожилки (до 30 см мощности) анортозитов, а также ксенолиты вулканогенных образований базальтовой толщи кембрия. По петро- и геохимическому составу габброиды относятся к толеитовому ряду. Они высокожелезистые (Fe_2O_3 + FeO колеблется от 10 до 11 мас. %), низкотитанистые (TiO_2 менее 1 мас. %) и обогащены Ba, Sr, Rb, Zr. По содержанию РЗЭ габброиды имеют симметричный спектр распределения. U-Pb изотопный возраст габброидов, полученный по габбро Холтосонского массива (проба Х11-2), составляет 560±5 млн лет. U-Pb изотопный возраст габброидов, полученный по габбро-норитам из маломощного тела среди диоритов – левобережье р. Модонкуль в районе г. Закаменска (проба М11-814), составляет 550±5 млн лет.

Тоналитовая ассоциация островодужного этапа была закартирована ранее при геологосъемочных работах (В.Д. Баянов и др.) в пределах Бугуриктай-Модонкульского междуречья. Здесь она представлена небольшим (1.0×0.5 км) телом, сложенным исключительно тоналитами среди диоритов и кварцевых диоритов более позднего, аккреционно-коллизионного, этапа.

Взаимоотношения тоналитов с вмещающими диоритами повсеместно тектонические либо перекрыты рыхлыми отложениями. Тоналиты представлены среднезернистыми амфиболовыми разностями. В строении интрузии отмечается зональность – более лейкократовый состав пород центральной части, по сравнению с ее краевой, где тоналиты содержат до 8–10 % роговой обманки по сравнению с 1–2 % в центре.

Следует отметить, что породы тоналитовой ассоциации при геологосъемочных работах относились к образованиям второй фазы джидинского комплекса средне-верхнекембрийского возраста. Нами в результате изотопно-геохронологических исследований получен U-Pb изотопный возраст тоналитов (проба М11-822), который составляет 560–570 млн лет (ранний кембрий).

Аккреционно-коллизионный этап. Породы габброидной ассоциации аккреционно-коллизионного этапа представлены пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми габбро нормальной щелочности, реже отмечаются умеренно-щелочные разновидности. Они образуют мелкие – первые сотни метров – тела неправильной формы, среди диоритов и кварцевых диоритов, с которыми отмечаются постепенные переходы. По петрохимическим параметрам амфиболовые габбро аккреционно-коллизионного этапа, по сравнению с островодужными габбро, имеют свои отличительные черты. Так, для амфиболовых габбро характерны более высокие, по сравнению с островодужными габбро Холтосонского массива содержания TiO_2 , P_2O_5 , $Na_2O + K_2O$ и более низкие – Al_2O_3. Спектры распределения редкоземельных элементов характеризуются незначительным преобладанием ЛРЗЭ над ТРЗЭ. При этом отличием амфиболовых габбро от габброидов островодужного этапа является более высокое содержание редкоземельных элементов в амфиболовых разностях. Ранее **[3]** по породам габброидной ассоциации была получена датировка 506±1 млн лет (U-Pb метод по цирконам). Нами для Ar/Ar геохронологических исследований дополнительно были отобраны пробы и выделены мономинеральные фракции амфиболов из амфиболовых габбро – маломощный выход среди гнейсовидных диоритов (Модонкульский ареал-плутон). В настоящее время по результатам Ar/Ar датирования пород установлено, что возраст амфиболового габбро Модонкульского плутона (проба М11-813) соответствует 506±3.6 млн лет.

Интрузивные образования диорит-кварцдиоритовой ассоциации слагают основную часть раннепалеозойских образований Модонкульского ареал-плутона. В строении интрузивов принимают участие амфиболовые диориты и биотит-амфиболовые кварцевые диориты, которые имеют среднезернистое строение, гнейсовидную (часто) и массивную (реже) текстуру. Следует отметить, что геологами-съемщиками при проведении ГСР-50 «гнейсовидная» текстура, широко проявленная в диоритах, объяснялась следствием внедрения пород в напряженных геодинамических обстановках. Диориты прорывают островодужные вулканогенные образования базальтовой толщи венда–кембрия, а также содержат реликтовые тела габброидов островодужного этапа. В свою очередь, они прорываются жилами и штоками тоналитов и плагиогранитов более поздней тоналит-плагиогранитной ассоциации аккреционно-коллизионного этапа и содержатся в последних в виде ксенолитов. Породы диоритовой ассоциации на вариационной диаграмме SiO_2–(Na_2O+K_2O) образуют единый эволюционный тренд от амфиболовых диоритов до биотит-амфиболовых кварцевых диоритов, отвечающий высоконатровой низкокалиевой серии. По мере увеличения кремнекислотности отмечается снижение CaO, FeO*, TiO_2, MnO, MgO, P_2O_5, увеличение содержания Na_2O. Они характеризуются высокими содержаниями Ba (260–580 ppm), Sr (330–510 ppm). Содержания высокозарядных элементов в породах сильно варьируются и достигают максимальных значений в диоритах (Y – 12–32 ppm, Nb – 1–6 ppm, Zr – 31–140 ppm). Характер спектров распределения РЗЭ свидетельствует о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми, а также о слабовыраженной аномалии по Eu. Ранее **[3]** нами были проведены изотопно-геохронологические исследования для цирконов, отобранных из кварцевых диоритов. С учетом магматического генезиса циркона в качестве наиболее достоверной оценки времени кристаллизации кварцевых диоритов принимается U-Pb изотопный возраст 504±2 млн лет.

Породы тоналит-плагиогранитной ассоциации слагают как мелкие, так и крупные тела до 6 км^2 (междуречье Модонкуль-Инкур). Породы ассоциации прорывают диориты аккреционно-коллизионного этапа, содержат в себе ксенолиты как последних, так и вулканогенных образований базальтовой толщи раннекембрийского возраста. В целом в строении массивов отмечает-

ся зональность: эндоконтактовая зона – тоналиты, центральная – плагиограниты. Петро- и геохимический состав тоналитов и плагиогранитов близок к их более основным разностям – кварцевым диоритам, однако отличается более низким содержанием Al_2O_3, K_2O, Ba и Rb. По мере увеличения кремнекислотности отмечается снижение Al_2O_3, CaO, FeO*, TiO_2, MnO, MgO, увеличение содержания Na_2O. В настоящее время изотопно-геохронологические данные по образованиям тоналит-плагиогранитной ассоциации пока отсутствуют.

Результаты геологических и изотопно-геохронологических исследований габброидных и гранитоидных интрузий Модонкульского ареал-плутона свидетельствуют о сложной истории его развития в раннем палеозое. Данные геохронологических исследований свидетельствуют о том, что формирование гранитоидных и габброидных пород в Модонкульском ареал-плутоне в раннем палеозое происходило как минимум в два этапа – островодужный – 570–550 млн лет и аккреционно-коллизионный 506–490 млн лет.

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

[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., Михальцов Н.Э.* Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // ДАН. 2001. Т. 379, № 4. С. 508–513.

[3] *Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 8. С. 956–962.

[4] *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.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРОКСЕНИТОВ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО МАССИВА: МАНТИЙНЫЙ ПРОЦЕСС ФОРМИРОВАНИЯ ПИРОКСЕНИТОВ ПО ПЕРИДОТИТАМ

М.А. Горнова, А.А. Каримов

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

Проведено минералого-геохимическое изучение пироксенитовых жил в серпентинизированных перидотитах Эгийнгольского массива. Эгийнгольский массив расположен в Джидинской зоне Центрально-Азиатского складчатого пояса, сложенной породами, формировавшимися в островных дугах на окраине Палеоазиатского океана **[1].** Гарцбургиты массива имеют геохимические особенности надсубдукционных перидотитов, формирование дунитов обусловлено взаимодействием гарцбургитов с бонинитовым расплавом **[2].**

В перидотитах присутствуют пироксенитовые жилы мощностью от первых сантиметров до первых метров и протяженностью в десятки метров. Состав пироксенитов варьируется от ортопироксенитов до клинопироксенитов.

В результате петрографических наблюдений (рентгеноспектральный микроанализатор JXA-8200, ИГХ СО РАН) установлено присутствие реликтов перидотитов в ортопироксенитах, реликтов оливина в ортопироксенах, ортопироксенитов и реликтов ортопироксена в клинопироксенах вебстеритов, развитие клинопироксена и амфибола по ортопироксену. В ряду перидотит – ортопироксенит – вебстерит происходит закономерное уменьшение магнезиальности пироксенов, шпинели и рост хромистости шпинели.

Изучено распределение высокосидерофильных элементов (HSE – элементы платиновой группы и Re) методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием (ИГМ СО РАН) в перидотитах и пироксенитах массива. Меньшая часть проб серпентинизированных гарцбургитов имеет характерные для реститовых перидотитов кривые распределения HSE с обеднением Pt, Pd относительно недифференцированных Os, Ir, Ru. Но они явно обогащены Re. В остальных гарцбургитах наблюдается обеднение Ir относительно Os, Ru и значительные вариации в содержании Pd, что фиксирует процесс их взаимодействия с расплавом. Следует отметить близость уровней концентраций и форм спектров распределения HSE в гарцбургитах Эгийнгольского массива и офиолитов Троодоса **[3].** Ортопироксениты имеют разные кривые распределения сильносидерофильных элементов. Маломощные жилы ортопироксенитов повторяют распределение HSE вмещающих серпентинитов за исключением более низких концентраций Os, Ir, Ru. В более мощных ортопироксенитовых жилах, как и в вебстеритах, наблюдается совсем иной тип распределения HSE: обогащение более легкоплавкими (Pt, Pd, Re) по сравнению с более тугоплавкими элементами (Os, Ir, Ru). Подобная картина характерна для вебстеритовых жил и бонинитовых лав офиолитовой ассоциации Троодос **[3].**

Распределение REE в клинопироксенах пироксенитовых жил разного состава идентично и подобно распределению этих элементов в клинопироксенах перидотитов, но характеризуется более низким уровнем концентраций. По уровню концентраций и форме спектра REE клинопироксены пироксенитовых жил Эгийнгольского массива подобны клинопироксенам пироксенитов Войкар-Сыньинского массива **[4]** и отличаются более низким уровнем концентраций от клинопироксенов пироксенитов Омана, для которых предполагается кристаллизация из расплавов, подобных MORB **[5].** Рассчитанный по коэффициентам распределения состав расплава, равновесного к Cpx пироксенитов Эгийнгольского массива, подобен составу высоко-Ca бонинитов Тонги **[6]** и Троодоса **[7].**

Таким образом, выявленные петрографические и геохимические особенности пироксенитов Эгийнгольского массива свидетельствуют о последовательном формировании сначала ортопироксенитовых, а затем вебстеритовых и клинопироксенитовых жил за счет замещения гарцбургитов в результате их взаимодействия с высоко-Ca бонинитовыми расплавами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 13-05-01055.

[1] *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.

[2] *Горнова М.А., Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И.* Геохимия и петрология Эгийнгольского перидотитового массива: реставрация условий плавления и взаимодействия с бонинитовыми расплавами // Литосфера. 2010. № 5. С. 20–36.

[3] *Buchl A., Brugmann G., Batanova V.G., Munker C., Hofmann A.W.* Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: a case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 204. P. 385–402.

[4] *Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В.* Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал // ДАН. 2009. Т. 429, № 2. С. 238–243.

[5] *Akizawa N., Arai S., Tamura A.* Behavior of MORB magmas at uppermost mantle beneath a fast-spreading axis: an example from Wadi Fizh of the northern Oman ophiolite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2012. V. 164. P. 601–625.

[6] *Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // Journal of Petrology. 1994. V. 35, № 5. P. 1183–1211.

[7] *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.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 3-ДВ

Е.Ю. Гошко, А.С. Ефимов, А.С. Сальников

Новосибирск, Сибирский институт геологии, геофизики и минерального сырья МПР РФ,
geology@sniiggims.ru

Опорный геофизический профиль 3-ДВ субмеридионально пересек Монголо-Охотскую шовную зону, Алдано-Становой щит, Среднеленскую моноклизу и после Якутска повернул в широтном направлении на восток, следуя за автомобильной трассой М-56 «Колыма» до пос. Мякит Магаданской области (рис. 1).

Сейсмические исследования земной коры на опорном профиле 3-ДВ были проведены методом общей глубинной точки (ОГТ), корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ). Каждый из методов использовался для воссоздания структуры земной коры с доступной ему детальностью и глубиной, а также для расчета

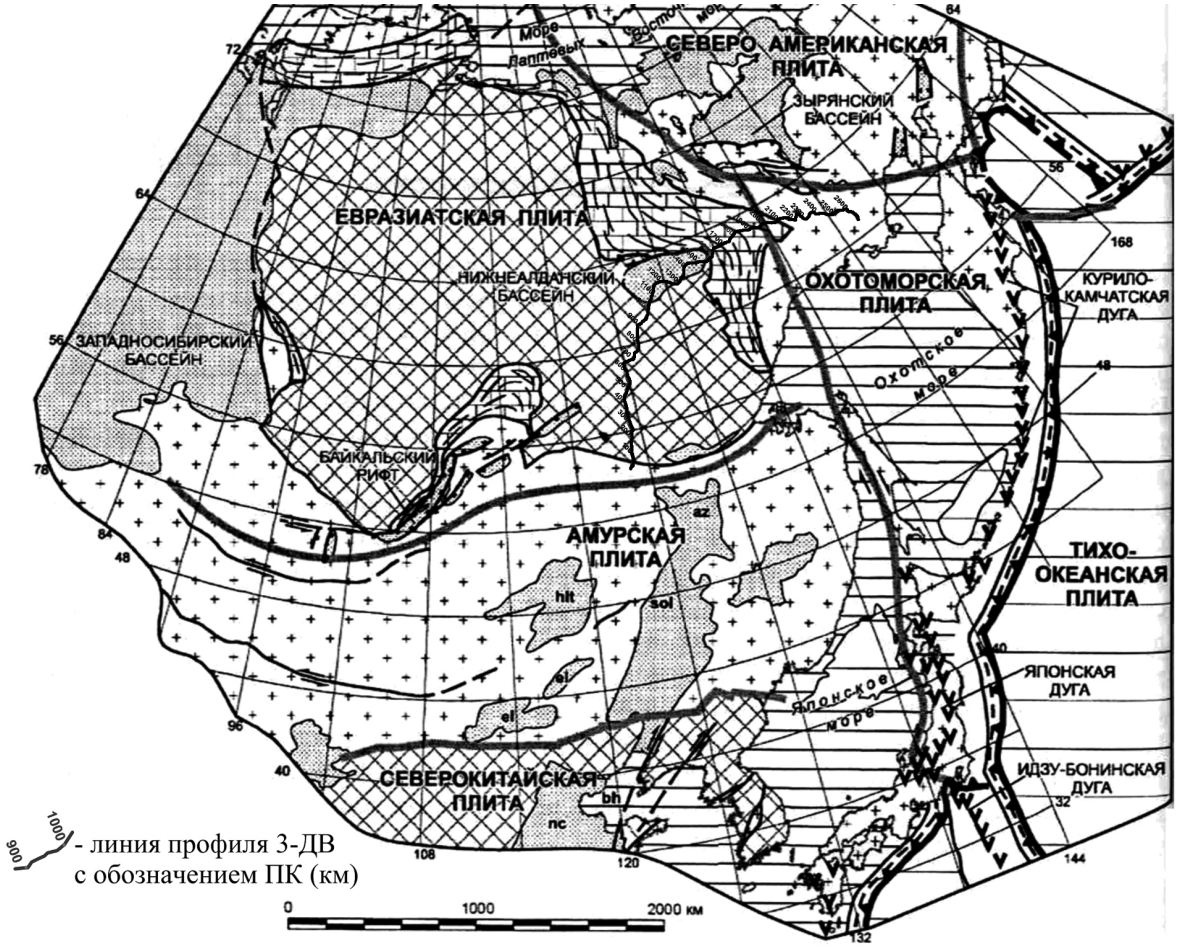


Рис. 1. Положение опорного геофизического профиля 3-ДВ на схеме современной геодинамики Центральной и Северо-Восточной Азии **[1]**.

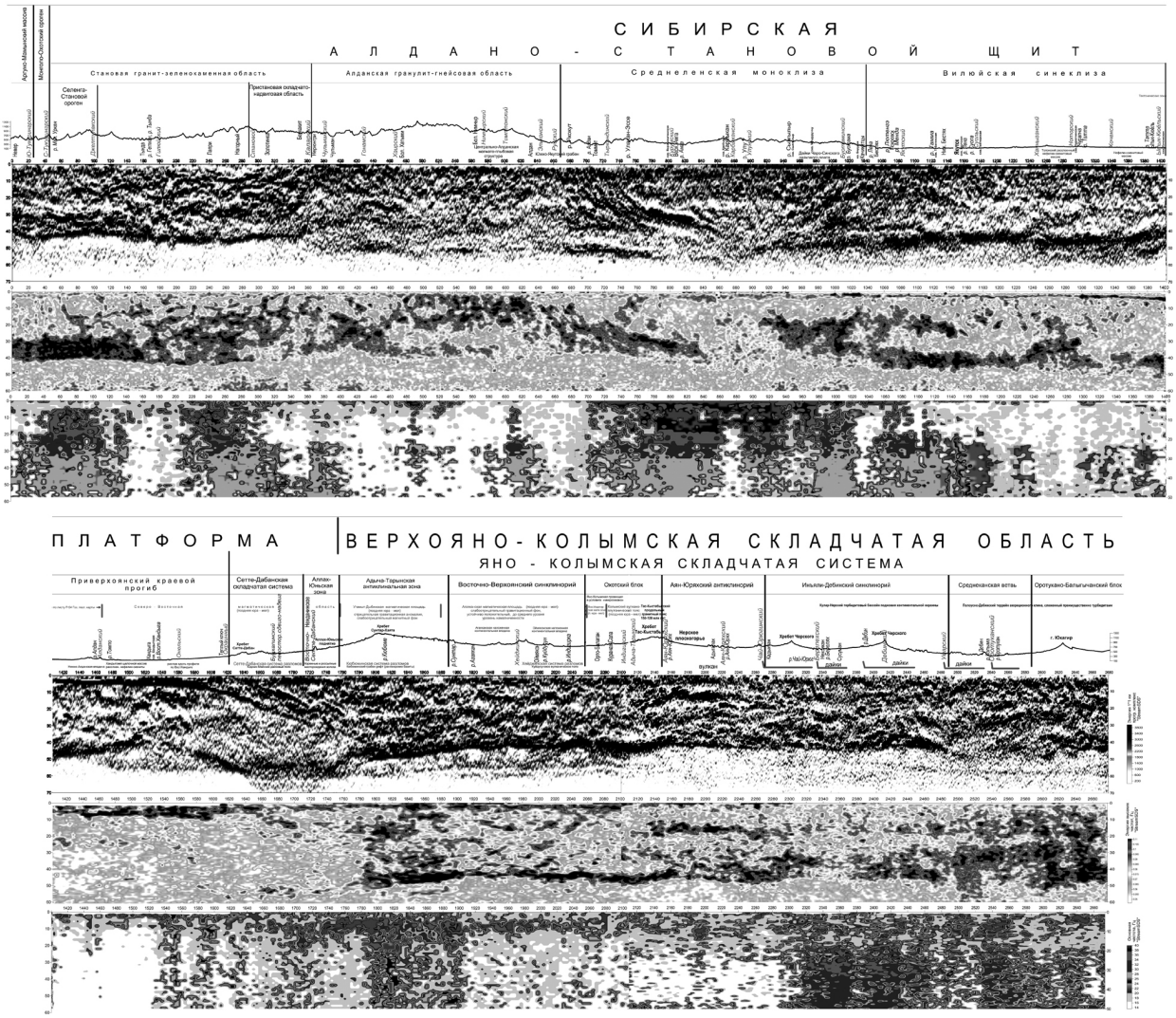


Рис. 2. Частотно-энергетические разрезы земной коры Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ.

скоростных характеристик среды. Совместный анализ полученных результатов позволил составить достоверную зависимость скорости прохождения волн в земной коре от глубины. С помощью этой зависимости временной разрез отраженных волн был преобразован в глубинный, что позволило анализировать сейсмические изображения погребенных геологических структур в масштабе 1:1.

Глубинный сейсмический разрез был использован для вычисления частотно-энергетических характеристик отраженных волн в земной коре с помощью специально разработанной технологии «StreamSDS» **[2]**. Существование связи между частотно-энергетическими характеристиками сейсмического волнового поля и физическими условиями, в которых геологические тела находятся сейчас или находились ранее (поскольку вещественные комплексы способны сохранять в себе признаки прежних напряжений и деформаций), позволило сделать некоторые предположения об эволюции земной коры Северо-Азиатского кратона.

Частотно-энергетические разрезы отражают физическое состояние земной коры. Величина суммарной энергии отраженных волн пропорциональна акустической жесткости среды. Высокочастотная энергия обратно пропорциональна поглощению в среде. Она тем выше, чем меньше поглощение. Основная частота отраженных волн определяется средним размером геологических тел в земной коре. На всех разрезах темный цвет соответствует высокому значению параметра, светлый – низкому (рис. 2).

До проведения глубинных сейсмических исследований представления о строении и геодинамической эволюции земной коры данной территории базировались на результатах интерпретации потенциальных полей, а также непосредственном изучении вещественного состава и изотопно-возрастном датировании породных комплексов. На основании этих данных О.М. Розеном была составлена схема террейнов юго-востока Северо-Азиатского кратона **[3]**. Важные палеогеодинамические реконструкции архей-протерозойской эволюции земной коры юго-восточной части Северо-Азиатского кратона были выполнены А.П. Смеловым **[4]**. Эти представления послужили отправной точкой для расшифровки частотно-энергетических изображений земной коры Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ.

Было сделано предположение, что располагающаяся на отрезке 650–950 км профиля уникальная чашеобразная структура диаметром около 400 км с мантийными корнями представляет собой гигантскую аккреционную призму, образовавшуюся в результате субдукции архейской океанической коры под жесткий Алданский блок.

Левый склон призмы – Тимптоно-Тыркандинская зона активной аккреции – представлена серией субпараллельных листрических разломов, вероятно образованных встречными движениями масс, воздымающихся от желоба вверх по континентальному склону, и турбидитных потоков, доставлявших вниз по подводным руслам к подножию Алданского щита большое количество терригенного материала. На правом склоне также наблюдается расслоенность, но более крупная. Этот склон принадлежит Якутскому своду, который, вероятно, во время коллизии выполнял роль пассивной погруженной окраины восточного континентального блока.

Низы центральной части призмы энергетически более прозрачны, базифицированы. Предположительно, они содержат следы сжатия, скучивания океанической плиты в осевой части желоба. Но процесс погружения ее передового западного края в мантию, видимо, испытал стагнацию, а не ушел на глубину. Возможно, это произошло под влиянием процессов мантийного плюмового апвеллинга, на существование которого указывает А.А. Кравченко с соавторами **[5]** по результатам классификации источников базитов Медведевского комплекса Алданского щита. Пододвигающаяся океаническая плита, вероятно, нарастила снизу Алданский блок, увеличив его мощность по сравнению с соседними блоками на 10 км. Это предположение объясняет наблюдающуюся аномальную мощность коры под Алданским сводом. Кроме того, в районе Центрально-Алданской магматической структуры (620–650 км профиля) и под Унгринским грабеном (410–460 км профиля) отмечается подъем нижней коры.

Частотно-энергетические разрезы позволили заглянуть в глубины земной коры Северо-Азиатского кратона, «увидеть» блоки, из которых он сложен, и воссоздать историю их взаимодействия друг с другом.

[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, № 3. С. 7–41.

[2] *Гошко Е.Ю. и др.* Патент на изобретение № 2324205 «Способ обработки сейсмических данных» // Государственный реестр изобретений РФ. 2008.

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

[4] *Смелов А.П., Тимофеев В.Ф.* Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 42–54.

[5] *Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н.* Влияние процессов взаимодействия магм на состав и рудоносность метабазитов медведевского комплекса (Алдано-Становой щит) // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 33–43.

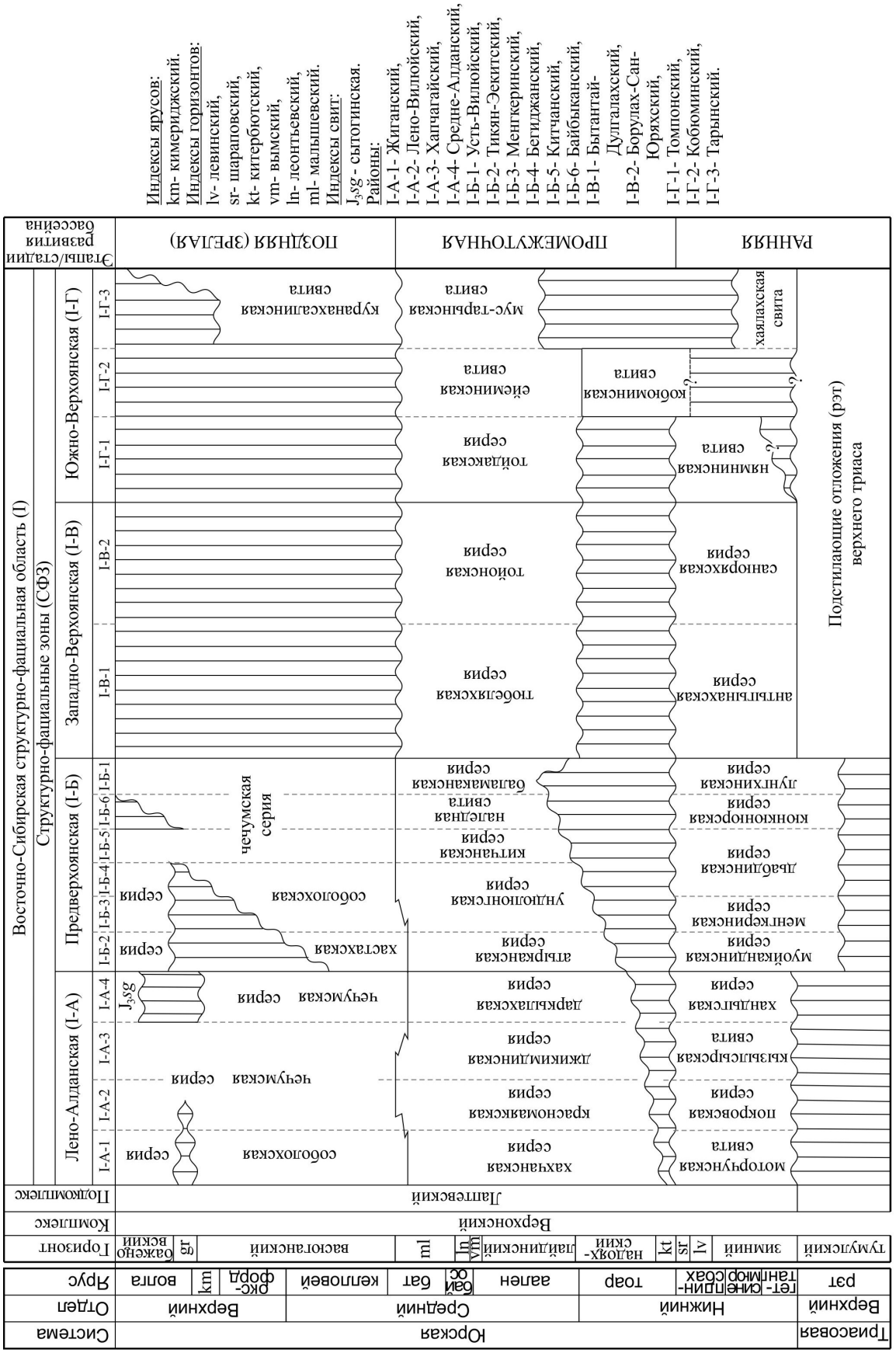
ГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА НА ЭТАПЕ T_3r_2–J_3v

В.С. Гриненко

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, geo@yakutia.ru

Структурами обрамления региона исследований (тектонической рамой) являются Арктический, Тихоокеанский и ЦентральноАзиатский (в объеме одноименного подвижного пояса) палеобассейны седиментации. Все они отнесены к глобальным тектоническим единицам субпланетарного масштаба. На различных этапах процессов седиментации лидирующая роль переходила от одной единицы к другой в зависимости от объема питающего материала и режима его доставки. Эти обстоятельства позволяют отдать приоритет действующей стационарной графической модели седиментогенеза (рисунок) при вспомогательном использовании положений геодинамического и ретроспективного анализа.

На основе целевого применения пилотной схемы стратиграфии верхнетриасовых–юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления **[1]** в составе верхоянского терригенного комплекса (верхний палеозой – мезозой) вычленен лаптевский подкомплекс (рэтский (T_3r_2) – волжский (J_3v) ярусы) **[2].** Он состоит из непрерывной серии равновеликих осадочных призм, проградировавших с запада на восток от стабильной платформы к ее относительно подвижному складчатому обрамлению. В качестве региональных стратонов лаптевского подкомплекса используются «сибирские» горизонты **[4, 6, 7]**, радиус действия которых в Верхояно-Колымской складчатой области ограничивается западными крыльями Полоусненского и Иньяли-Дебинского синклинориев. Выделен Восточно-Сибирский осадочный бассейн и определена его позиция в общей системе морей Арктического супербассейна. В его эволюции основную роль сыграли два основных геологических фактора: эвстатический и тектонический. Установлено, что в процессе формирования лаптевского подкомплекса в равной степени участвовали источники сноса как со стороны Сибирской платформы, так и со стороны впервые установленных для разных временных интервалов крупных питающих провинций и внутрибассейновых палеоуступов. Становление Восточно-Сибирского осадочного бассейна протекало при доминирующем влиянии Арктического супербассейна (талассократический фактор) и при вспомогательной роли режима Тихоокеанского супербассейна (геократический фактор). В качестве местных стратонов в лаптевском подкомплексе, кроме свит и толщ, выделены серии – крупные стратиграфические подразделения. Вовлеченные в анализ стратоны (рисунок) отвечают трем стадиям развития осадочного бассейна: ранней (поздний рэт – ранний плинсбах), промежуточной (поздний плинсбах – ранний бат) и поздней (зрелой) (поздний бат – волжский век). Стадии формирования лаптевского подкомплекса и выявленные в ходе исследований их вертикальные рубежи синхронны проявлению трех кратковременных фаз глобальной тектонической активизации на Сибирской платформе и на сопредельных территориях: древнекиммерийской, данлапской и новокиммерийской. В приближенном виде фазы соответствуют трансгрессивной, инундационной и регрессивной стадиям модельного цикла, разработанного для анализа строения чехла Сибирской платформы **[5]**. На ее востоке и в складчатом обрамлении каждая из тектонических фаз отражена в разрезах трансгрессивным налеганием и региональными стратиграфическими несогласиями (рисунок). Фазы охватывают как области осадконакопления (режим талассократической эпохи), так и сопряженные с ней области сноса (режим геократической эпохи) обломочного материала Восточно-Сибирского осадочного бассейна. Так, к примеру, данлапская фаза (промежуточная стадия, рисунок) прослеживается не только в арктической зоне побережья моря Лаптевых, где сопровождается резким снижением содержания изотопа углерода (^{13}**C**), значительным потеплением климата и где в точности совпадает с уровнем вымирания морских организмов (граница фаз *antiquum* и *falciferum*) **[8]**. Отголоски тектонических движений этой фазы прослежены в разрезах колонковых скважин (далеко к югу от упомянутых районов российской Арктики и к северо-западу от Тихоокеанского кольца) уже внутри конти-



Графическая модель терригенной седиментации Восточно-Сибирского осадочного бассейна на этапе T_3r_2–J_3v.

нентальной суши Восточной Сибири, где ее специфика фиксируется обширной арктической трансгрессией и маркируется в погребенной юре на Алданской антеклизе одноклеточными водорослями морского генезиса **[3]**. В заключение отметим, что рассмотренная модель, в основу которой положены детальные исследования геологических тел на востоке Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении, позволяет выделить в изученном интервале стадии их формирования и по специфике структуры разрезов реконструировать в юрское время характер терригенной седиментации Восточно-Сибирского осадочного бассейна и его бассейновую тектонику.

[1] *Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н.* Новая региональная стратиграфическая схема верхнетриасовых–юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы научной сессии, в 2 т. / Под ред. Б.Н. Шурыгина и др. Т. 1. Мезозой. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 65–70.

[2] *Гриненко В.С., Князев В.Г.* Лаптевский подкомплекс (T_3r_2-J_3v) верхоянского терригенного комплекса // Наука и образование. 2012. № 4 (68). С. 13–18.

[3] *Гриненко В.С., Князев В.Г., Горячева А.А., Михайлова Т.Е.* Новые данные по стратиграфии морских юрских отложений северо-востока Алданской антеклизы (восток Сибирской платформы) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. V Всероссийское совещание: научные материалы. Екатеринбург: ООО Издательский дом «ИздатНаукаСервис», 2013. С. 50–52.

[4] *Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др.* Бореальный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 927–956.

[5] *Малич Н.С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.

[6] *Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Н., Девятов В.П. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 480 с.

[7] *Шурыгин Б.Н., Девятов В.П., Захаров В.А., Князев В.Г., Ильина В.И., Меледина С.В., Никитинко Б.Л., Гриненко В.С.* Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым РС (Я). № 1. Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН, 2001. С. 112–139.

[8] *Suan G., Nikitenko B.L., Rogov A.M. et al.* Polar record of Early Jurassic massive carbon injection // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 312. P. 102–113.

МЕЛ-ЭОЦЕНОВАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев, Н.И. Гусев***

*Бийск, Алтайская государственная академия образования, anzerg@mail.ru
**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay_gusev@vsegei.ru

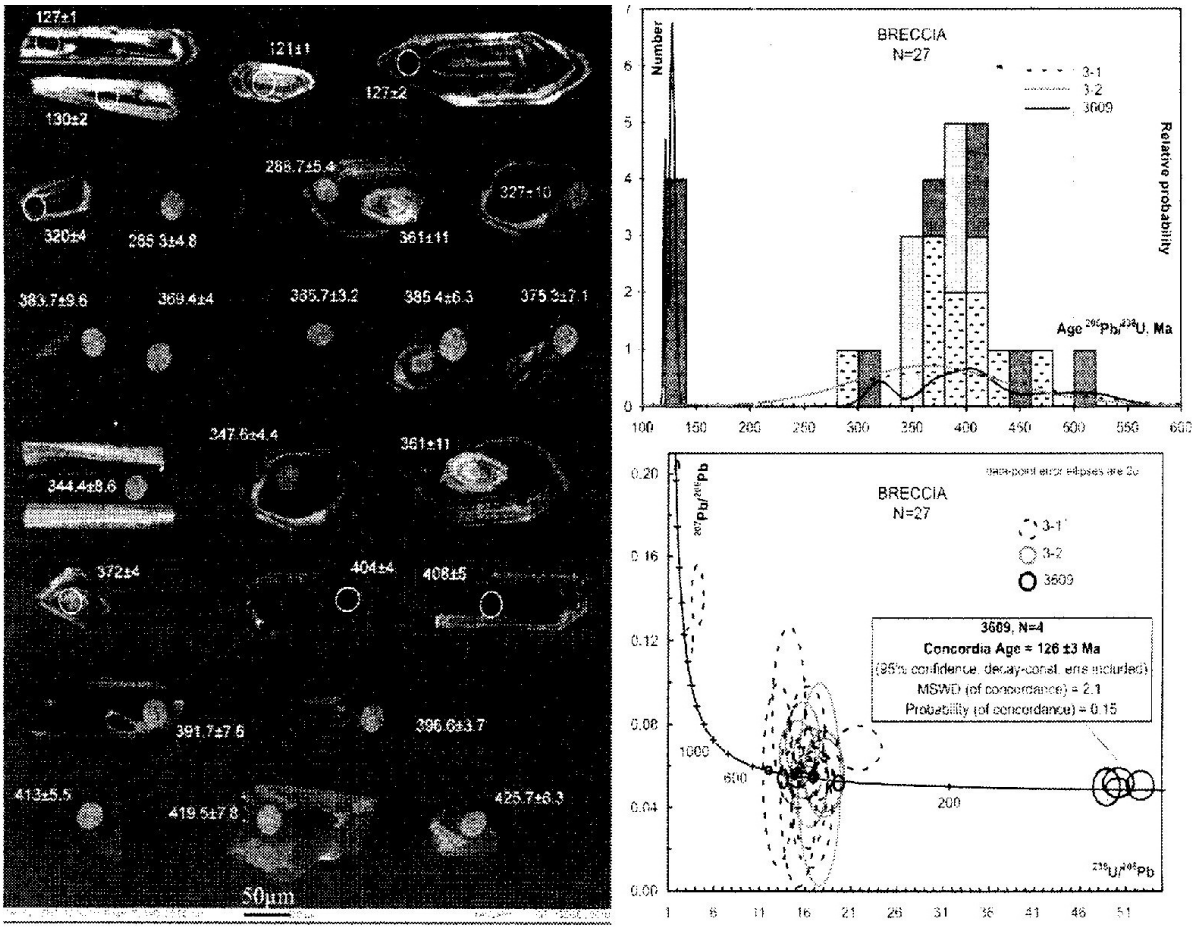
Доминирующие магматизм и металлогения в Горном Алтае приурочены к герцинскому этапу развития региона. Однако в последнее время обнаруживаются признаки и мел-эоценовой металлогении **[1, 2]**. Спектр металлов этого этапа включает золото, медь, серебро, уран.

Для Чуринского эпитермального золото-серебряного оруденения по трем пробам получены близкие конкордантные значения возраста: 389±3; 393±3; 390±4 млн лет, соответствующие среднему девону – эйфельскому веку. В золотоносных брекчиях, наряду с преобладающей популяцией циркона с возрастом порядка 400 млн лет, присутствует циркон как с более древним (462, 1322, 1641, 2559 млн лет), так и с явно более молодым возрастом. Наиболее молодая популяция из четырех зерен (верхний ряд на рисунке) имеет конкордантный возраст 126±3 млн лет (ранний мел). В цирконе с возрастом 127±2 млн лет (в верхнем правом углу на рисунке) содержатся расплавные включения силикатного стекла, а также включения пеплового материала, свидетельствующие о росте кристалла в газово-флюидной среде при формировании эксплозивных брекчий **[2]**.

К северу от Чуринского проявления выделяется Аинский рудный узел с медно-золото-порфировым и эпитермальным оруденением, контролируемым кольцевыми вулканическими структурами. Этому аномальному блоку соответствует геофизическая модель пониженных значений поля силы тяжести. Здесь выявляется три сближенные крупные кольцевые структуры, образующие центр более крупной вулканокупольной постройки. По ее периферии дешифрируются несколько более мелких кольцевых структур. Золото-порфировое и эпитермальное золото-серебряное оруденение на участках Чакпундобэ, Байгол, Верх-Бийском, Андобинском контролируется телами флюидо-эксплозивных брекчий с интенсивной турмалинизацией и сопровождается аргиллизитами, пропилитами и березитами. Иногда медно-золото-порфировое и эпитермальное золото-серебряное оруденение располагается в обрамлениях и бортовых частях рифтогенной структуры, где магмо-рудно-метасоматические системы эродированы в большей степени и на поверхности проявлены рудные срезы (проявление Суранаш). Характерны столбообразные формы рудных тел. Не исключено, что во флюидо-эксплозивных брекчиях в Аинском рудном узле могут присутствовать цирконы с таким же молодым возрастом, как и на проявлении Чуря.

Другая специализация связана пространственно с северной периферией Белоурихинского плутона. Главная металлогеническая особенность Белокурихинского рудного района – проявление берилиевой, титан-ниобиевой, вольфрамовой, молибден-вольфрамовой и молибденовой минерализации, распространенных среди гранитоидов Белокурихинского массива.

В пределах северной части Белокурихинского массива известно три проявления урана (Искровское, Ульяновское, Черновское), локализованных в *Искровско-Белокурихинской зоне*, протяженностью свыше 30 км, контролируемой одноименным разломом субширотной ориентировки. *Ульяновское проявление* локализуется в зоне брекчирования гранитов мощностью 20 м с падением на юг под углом 30–40° и сопровождается гамма-ореолом протяженностью 200 м. Брекчия на самом деле представлена флюидо-эксплозивным образованием. Содержания урана в ней 0.005–0.010 % на мощность до 7.5 м. Более значительные ореолы установлены на глубинах 150–450 м в зоне Белокурихинского надвига, где зоны дробления достигают мощности 50 м. Выделено более 20 рудных интервалов с содержанием урана 0.01–0.05 % на стволовую мощность 0.25–3.45 м. Уран приурочен к фосфатно-глинистому материалу, где отмечаются мелкие выделения торбернита, коффинита, метаторбернита. Максимальные значения содержаний урана приурочены к участкам развития цеолитов и сопровождаются повышенными содержаниями (в %): P – до 3, Li – до 0.015, La – до 0.006, Be – до 0.002, Mo – до 0.003. Возраст



Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из золотоносных брекчий; гистограммы и кривые относительной вероятности возраста цирконов из золотоносных брекчий; диаграмма $^{207}Pb/^{206}Pb$ – $^{238}U/^{206}Pb$ для цирконов из золотоносных брекчий.

оруденения по изотопно-свинцовым данным от 91 до 38 млн лет (т.е. от верхнего мела до эоцена), в среднем 78 млн лет. Эта мантийная тектонотермальная активизация связана с разломной тектоникой в области перехода от Бийско-Барнаульской впадины к горно-складчатому сооружению.

Таким образом, мел-эоценовая металлогения, в отличие от герцинского этапа, не имеет магматогенной природы, а вызвана тектонотермальной активизацией, связанной с разломами и флюидо-эксплозивными брекчиями, возможно плюмовой природы.

[1] *Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М.* Петрология и рудоносность белокурихинского комплекса Алтая. Бийск, 2008. 193 с.

[2] *Гусев Н.И., Гусев А.И., Шокальский С.П., Кашин С.В., Ларионов А.И., Толмачёва Е.В.* Мезозойская тектоно-термальная активизация и эпитермальное золотое оруденение в Северо-Восточном Горном Алтае // Региональная геология и металлогения. 2014. Вып. 57. С. 49–62.

МАГМАТИЗМ СТАДИИ ЗАКРЫТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В РУДНОМ АЛТАЕ И ИРТЫШСКОЙ ЗОНЕ СМЯТИЯ

Н.И. Гусев, С.И. Федак***

*Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay_gusev@vsegei.ru
**с. Малоенисейское, ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», gapse@mail.biysk.ru

Иртышский разлом является главным тектоническим швом, разделяющим Сибирский и Казахстанский палеоконтиненты (Рудно-Алтайский и Калба-Нарымский террейны, соответственно) в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Конвергенция палеоконтинентов в процессе закрытия Обь-Джунгарской ветви Палеоазиатского океана привела к их коллизии в конце серпухова **[1]**. Наиболее проблематичным для диагностики является магматизм переходного этапа от субдукционного к коллизионному. Считается, что формирование гранитоидов Иртышской зоны смятия (прииртышский комплекс) соответствовало заключительному эпизоду субдукционного магматизма и непосредственно предшествовало коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов **[2]**, в то время как плагиограниты Рудного Алтая с возрастом ~320 млн лет интерпретируются как формирующиеся уже на пике этой коллизии **[3]**.

По результатам последних геохимических исследований и U-Pb датирования (SHRIMP) в раннекаменноугольную эпоху в российском Рудном Алтае выделяются три магматических комплекса (рис. 1): габбро-долеритовый кедровско-ларихинский (массивы горы Горелой, Новоалейский и Чекановский), андезит-дацит-риолитовый панфиловский (массивы Бобковский, Ивановский, Приозерный, Половинкинский, Потеряевский и Белоглинский рой даек) и габбро?-тоналит-плагиогранит-лейкогранитовый волчихинский (массивы Гилевский, Верхнеборовлянский, Первокаменский, Новогальцовский). В Иртышской зоне (рис. 1) синхронные образования представлены прииртышским комплексом.

Габбро-долериты толеитовой серии кедровско-ларихинского комплекса состоят из лабрадора (An_{50-65}) 50–70 %, авгита 10–35 %, оливина 0–10 %, титаномагнетита 5–6 %, характеризуются величиной mg# 61–66. Отмечаются низкое содержание P_2O_5 – 0.072–0.099 %, повышенные концентрации Al_2O_3 17.1–19.4 %, Cr 347–469 и Ni 136–150 мкг/г, а также LIL-элементов: K, Cs, Rb, Ba, Pb, Sr (рис. 2) по сравнению с HFS-элементами: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и легким РЗЭ (La, Ce, Nd) (∑РЗЭ 29.92–49.83 мкг/г; $(La/Yb)_N$ 0.98–1.17; Eu/Eu* 1.02–1.13). Характерны также субхондритовые отношения Nb/Ta=11.8–14.6, Zr/Hf=32.6–36.8, Th/Yb=0.14–0.18.

Андезитоиды известково-щелочной серии панфиловского комплекса характеризуются величинами mg#=45.5–46.0, ASI 0.82–1.07. Андезибазальты отличаются низким содержанием K, Cs, Rb, Ba, повышенным содержанием РЗЭ (∑РЗЭ 119.91 мкг/г с плоской структурой распределения $(La/Yb)_N$ 2.49 и слабовыраженной Eu-аномалией (Eu/Eu* 0.89). Андезидациты беднее РЗЭ (∑РЗЭ 96.13 мкг/г), с более фракционированной структурой распределения ($(La/Yb)_N$ 6.41) и небольшим Eu-минимумом (Eu/Eu* 0.84) (рис. 2). Во всех породах проявлены отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti. Конкордантный U-Pb возраст циркона (SHRIMP) из андезибазальтов по десяти определениям составил 335.6±3.2 млн лет (СКВО 0.72). Близкое значение 332.1±3.4 млн лет (СКВО 1.07) получено для андезидацитов.

В российской части Иртышской зоны смятия Новоугловский гранитоидный массив прииртышского комплекса залегает среди апобазитовых амфиболитов и биотитовых сланцев. Характер контакта интрузивный, линия контакта срезает полосчатость в биотитовых сланцах. Вблизи контакта массивные мусковит-биотитовые плагиограниты сложены андезином (An_{30-35}) – 45 %, кварцем – 35 %, биотитом – 10–12 %, мусковитом – 2–3 %. В глубине массива преобладают биотитовые тоналиты с содержанием плагиоклаза до 50–55 % и биотита 17–20 %. Тоналиты характеризуются сравнительно низким содержанием РЗЭ (∑РЗЭ 50–54 мкг/г с «плоской» структурой распределения $(La/Yb)_N$ 2.97–4.17) и положительной Eu-аномалией (Eu/Eu* 1.65–1.89) (рис. 2). По сравнению с ними плагиограниты богаче K, Th, U, Pb,

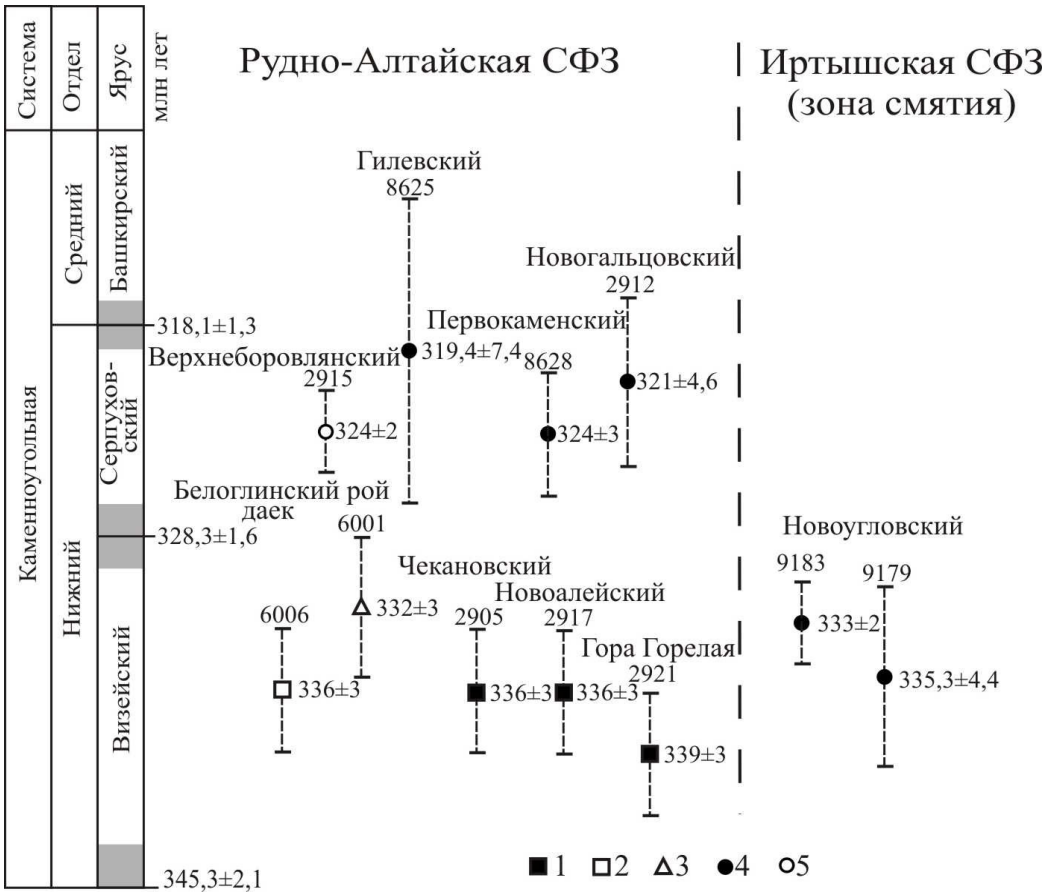


Рис. 1. Корреляция результатов определения U-Pb возраста по циркону (SHRIMP II). Сверху указаны названия массивов и номера проб, справа – конкордантный возраст в млн лет, длина пунктира – доверительный интервал. *1* – габбро и габбро-долериты кедровско-ларихинского комплекса; *2* – андезибазальты и *3* – андезидациты панфиловского комплекса; *4* – тоналиты и плагиограниты прииртышского и волчихинского комплексов; *5* – мусковитсодержащие лейкоплагиограниты волчихинского комплекса.

РЗЭ (∑РЗЭ 147.1–228.18 мкг/г с более фракционированным распределением $(La/Yb)_N$ 16.60–17.67 и величиной Eu/Eu* 0.96–1.22). Возраст циркона в тоналитах 333±2 млн лет (СКВО 0.00098) перекрывается с возрастом циркона в плагиогранитах 335.3±4.4 млн лет (СКВО 0.024).

Габброиды кедровско-ларихинского и гранитоиды волчихинского комплекса имели сходный между собой мантийный резервуар, такой же, как у базальтов N-MORB-типа ($\varepsilon_{Nd}(T)$ от +7.3 до +8.8). В гранитоидах прииртышского комплекса также проявлено участие мантийного источника в формировании расплава $\varepsilon_{Nd}(T)$ +3.9) и его контаминация коровым материалом ($\varepsilon_{Sr}(T)$ 26.48).

Высокоглиноземистые оливиновые толеитовые базиты визейской эпохи подразумевают более высокие температуры в верхней мантии, чем это предусмотрено традиционной моделью субдукционных зон **[4]**. Тектоническое растяжение в визейское время в Рудном Алтае, вероятно, было связано с медленной косой конвергенцией, способствующей подъему мантии, облегчающей формирование и извержение примитивных расплавов. Сухие примитивные магмы возникали в результате частичного плавления аномально горячей мантии вследствие адиабатического апвеллинга в мантийном клине. По мере вовлечения в магмообразование материала коры формировались андезитоиды панфиловского и синхронные гранитоиды прииртышского комплекса. По альтернативной модели петрогенезис мафитового магматизма в карбоне, предполагающий высокий тепловой поток вследствие апвеллинга горячей астеносферы, а также изотопно-геохимические особенности базитов MORB-типа на Алтае интерпретируются как следствие субдукции спредингового хребта начиная с нижнего силура, оказывающей существенное

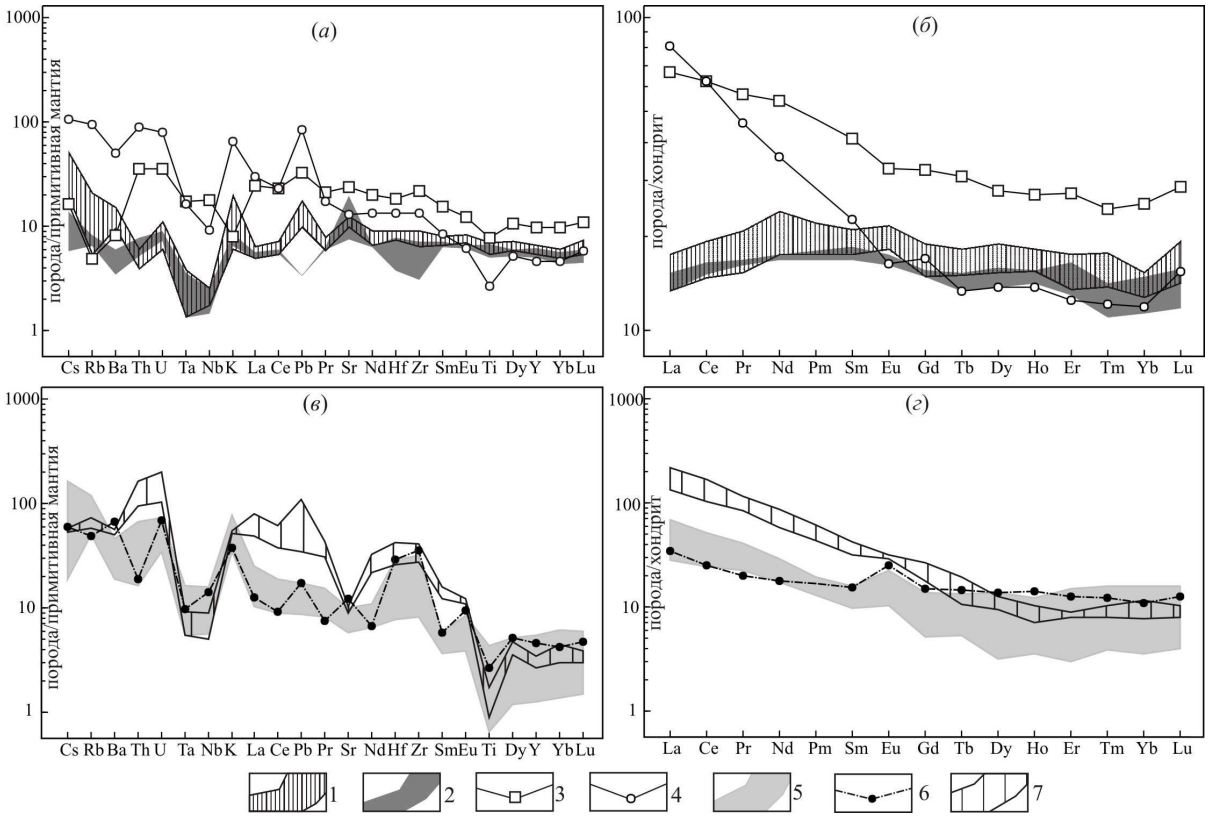


Рис. 2. Спайдерграммы элементов в визейских интрузивных образованиях Рудного Алтая и Иртышской зоны смятия: *а, б* – кедровско-ларихинский и панфиловский комплексы, *в, г* – прииртышский комплекс. *1–2* – габбро-долериты: *1* – горы Горелой (339±3 млн лет), *2* – Новоалейского массива (336±3 млн лет); *3–4* – Белоглинский рой даек панфиловского комплекса: *3* – андезибазальты (335.6±3.3 млн лет), *4* – андезидациты (332.1±3.4 млн лет); *5–7* – Новоугловский массив прииртышского комплекса: *5* – кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты первой фазы, *6* – тоналиты с возрастом 333±2 млн лет, *7* – плагиограниты с возрастом 335.3±4.4 млн лет.

влияние на магматизм аккреционного периода **[5]**. На дискриминантных геодинамических диаграммах для всех раннекаменноугольных магматических образований реконструируется субдукционная обстановка и посттектоническое растяжение, геохимия коллизионного процесса не проявлена. Это подтверждается данными **[5]** о неполной завершенности субдукционно-аккреционных процессов вплоть до рубежа карбон – пермь.

[1] *Большой Алтай (геология и металлогения)*. Кн. 1. Геологическое строение. Алматы: Гылым, 1998. 304 с.

[2] *Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Волкова Н.И. и др.* Особенности состава, источники и механизм формирования гранитоидов прииртышского комплекса, Восточный Казахстан // Петрология. 2012. Т. 20, № 2. С. 208–224.

[3] *Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В. и др.* Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1668–1684.

[4] *Baker M.B., Grove T.L., Price R.* Primitive basalts and andesites from the Mt. Shasta region, N. California: products of varying melt fraction and water content // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 118, № 2. P. 111–129.

[5] *Cai K., Sun M., Yuan C. et al.* Carboniferous mantle-derived felsic intrusion in the Chinese Altai, NW China: Implications for geodynamic change of the accretionary orogenic belt // Gondwana Research. 2012. V. 22, № 2. P. 681–698.

СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЕ СООРУЖЕНИЕ ДЕРЕВЯННЫХ ГОР НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ (О. НОВАЯ СИБИРЬ): ПРИЧИНЫ И ВОЗРАСТ ДЕФОРМАЦИЙ

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев

Москва, Геологический институт РАН, danukalovamk@yandex.ru

Возвышенность Деревянные горы на острове Новая Сибирь (Новосибирские о-ва) сложена верхнемеловыми угленосными породами, нарушенными интенсивными складчато-надвиговыми деформациями. Причины и возраст деформаций представляют собой один из нерешенных вопросов геологии Восточной Арктики. Во время мелкомасштабной геологической съемки они были интерпретированы как проявление альпийской фазы складчатости на Новосибирских островах, что подтверждалось широким распространением вулканогенных пород в составе отложений и предполагаемой значительной мощностью дислоцированного комплекса **[1]**. Г.В. Труфановым **[2]** возраст деформаций был принят как плиоценовый по геологическим данным, однако в более поздней публикации с М.К. Косько **[3]** он уже считается предплиоценовым и объясняется сильной геодинамической активностью в олигоцен-миоценовое время, повлекшей за собой горизонтальные перемещения в обстановке сжатия. Аналогично, Л.М. Парфенов и его соавторы связывают деформации в Деревянных горах с эпизодом сжатия, осуществившимся в конце миоцена **[4]**.

Недавно А.Э. Басиляном и П.А. Никольским **[5]** было показано, что на мысе Каменный (северо-восточная оконечность острова Новая Сибирь) и на соседнем о. Фаддеевский интенсивные деформации охватывают четвертичные отложения с пластовыми льдами и осуществились они в среднем неоплейстоцене вследствие движения покровного ледника с северо-востока, поэтому казалось вполне вероятным, что складчато-надвиговые деформации в меловых породах могут быть вызваны той же причиной. Однако масштаб их проявления в Деревянных горах делал такое предположение чересчур смелым без обоснования специальными наблюдениями.

В 2013 г. нами были проведены полевые исследования на о. Новая Сибирь, во время которых детально изучены структурные особенности и строение разрезов отложений, слагающих Деревянные горы. Эта возвышенность представляет собой дугообразный складчато-надвиговый ороген с южной – юго-западной вергентностью структур. Деформированный комплекс включает верхнемеловые породы (турон-коньяк) видимой мощностью не более 100 м, а также перекрывающую их с размывом более молодую толщу (до 15 м), возраст которой предположительно определялся ранее как плиоценовый **[2]**. В составе толщи нами обнаружена щепа бивня мамонта с возрастом, лежащим за пределами возможностей радиоуглеродного датирования, а также зубы лошади, принадлежащие виду, жившему в среднем неоплейстоцене (заключение Т.В. Кузнецовой, МГУ). Следовательно, возраст складчатости и надвигообразования в Деревянных горах не древнее этого времени, и единственной причиной деформаций может быть давление покровного ледника. Центр оледенения предположительно находился северо-восточнее, в районе о-вов Де Лонга **[5]**; это подтверждается ориентировкой структур в Деревянных горах, а также составом морены, распространенной в северо-западной части острова.

[1] *Иванов О.А., Яшин Д.С.* Новые данные о геологическом строении острова Новая Сибирь // Труды НИИГА. 1959. Т. 96, Вып. 8. С. 61–77.

[2] *Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Непомилуев В.Ф.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; Т-56-XXXШ, S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. М., 1986. 106 с.

[3] *Kos'ko M.K., Trufanov G.V.* Middle Cretaceous to Eopleistocene Sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic // Marine and Petroleum Geology. 2002. V. 19. P. 901–919.

[4] Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

[5] *Басилян А.Э., Никольский П.А.* Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 76–84.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

К.Е. Дегтярев, Т.Ю. Толмачева**, А.А. Третьяков**

*Москва, Геологический институт РАН, degtkir@mail.ru, and8486@yandex.ru
** Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, tatiana_tolmacheva@vsegei.ru

Кокчетавский массив является одним из крупнейших сиалических блоков палеозоид Казахстана, в строении которого участвуют в основном верхнедокембрийские образования. С запада массив обрамляется Марьевской, а с юга – Чистопольской зонами, сложенными разнообразными вулканогенно-осадочными нижнепалеозойскими комплексами. К востоку от Кокчетавского массива расположена Степнякская зона, в строении которой участвуют различные ордовикские толщи. Эта зона с востока и севера ограничена соответственно Ишкеольмесским и Шатским сиалическими докембрийскими массивами, метаморфические комплексы которых обнажены и в ядрах крупных антиклиналей Степнякской зоны.

В пределах этих структур развиты кремнисто-терригенные, реже кремнисто-терригенно-вулканогенные толщи, которые до последнего времени были изучены недостаточно **[1, 5, 6, 8]**. Авторами в последние годы были получены новые данные о структурном положении, строении разрезов и возрасте этих толщ, позволяющие делать обоснованные предположения об обстановках их формирования и геодинамической эволюции Северного Казахстана в раннем-среднем ордовике.

В центральной части Кокчетавского массива нижне-среднеордовикские толщи выявлены на небольшом участке к юго-западу от оз. Саумалколь в районе пос. Кутузовка и относятся к акмалышской свите мощностью до 600–700 м. Она сложена полимиктовыми и вулканомиктовыми крупногалечными и валунными конгломератами, вулканитами основного и среднекислого состава с прослоями известняков, яшм и желтых кремней. В известняках собраны конодонты низов флоского яруса **[7]**, а в кремнях – верхов флоского – низов дапинского яруса.

В Марьевской зоне нижне-среднеордовикские толщи обнажены по р. Ишим в районе пос. Куприяновка и Крещеновка. Нижняя часть разреза сложена желтыми, реже красными, доломитистыми алевролитами с тонкими прослоями и линзами доломитов и водорослевых известняков и калькаренитов, в которых собраны конодонты тремадокского и флоского (дапинского?) ярусов. Выше залегают углеродистые алевролиты и песчаники с граптолитами верхней части флоского – нижней части дапинского яруса, которые перекрыты пачкой грубых литокластических туфов среднего состава и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с граптолитами низов даррувильского яруса **[5]**.

В Чистопольской зоне нижне-среднеордовикские толщи обнажаются в субширотной полосе от пос. Отрадное, Гордеевка, Карамышевка и Острогорка на востоке до пос. Литвиновка и Гаршино на западе. На востоке зоне эти толщи объединены в тасобинскую свиту, ее низы сложены чередованием серых тонкослоистых кремней и кремнистых алевролитов мощностью не более 100 м, в которых собраны конодонты нижней части флоского яруса. Верхи тасобинской свиты сложены красными яшмами, содержащими прослои белых и зеленых кремней, грубозернистых песчаников и гравелитов с обломками слюдистых сланцев и красных яшм. Мощность этой части разреза не превышает 150–200 м. В яшмах собраны конодонты низов даррувильского яруса. В западной части развиты преимущественно нижнеордовикские толщи, относящиеся к гаршинской свите, сложенной в основном различными песчаниками с прослоями и линзами красных яшм, кремнистых алевролитов и туффитов, в низах разреза встречаются редкие прослои туфов и потоки лав основного состава. Мощность гаршинской свиты достигает 200–300 м. В кремнистых породах собраны конодонты различных частей флоского и низов дапинского яруса **[3, 4, 8]**.

В восточном и северном обрамлении Кокчетавского массива нижне-среднеордовикские толщи протягиваются почти непрерывной полосой от окрестностей гор. Кокчетава и р. Чаглинка на западе да пос. Жанаталап и Маденият на востоке. К западу от гор. Кокчетав в береговых обрывах правого берега р. Чаглинка кремнисто-терригенная толща, залегающая на различных докембрийских комплексах, слагает ядро синклинали **[8]**. Большая часть разреза образована песчаниками, желтыми кремнистыми алевролитами, желтыми кремнями и красными яшмами, содержащими горизонты (мощностью до 20 м) мелкообломочных осадочных брекчий, конглобрекчий, мелкогалечных конгломератов, состоящих из обломков кварцитов, сланцев, амфиболитов. Разрез завершается пачкой грубых осадочных брекчий, сложенных в основном обломками амфиболитов и гнейсогранитов и содержащих крупные (до 10 м) глыбы кварцитов. Мощность всей толщи составляет несколько сот метров. В кремнистых породах на двух уровнях собраны конодонты низов флоского яруса нижнего ордовика.

Более молодые кремнисто-терригенные толщи изучены в районе пос. Жанаталап и Александровка, а также в 15 км к юго-востоку от города Кокчетав. Здесь они несогласно залегают на подстилающих докембрийских образованиях, хотя в большинстве случаев контакты осложнены разрывными нарушениями. В основании толщи общей мощностью до 200 м прослеживается пачка осадочных брекчий (до 100–150 м) с обломками подстилающих пород. В районе пос. Александровка и к юго-востоку от города Кокчетав обломки представлены исключительно кварцитами и кварцито-сланцами, а районе пос. Жанаталап – габброидами, амфиболитами и гранитами. Выше осадочных брекчий залегает толща красных, вишневых, светло-серых кремнистых алевролитов, мелко- среднезернистых песчаников, красных яшм, зеленых полосчатых кремнистых туффитов. В районе пос. Жанаталап эти породы содержат обломки гранитов и габбро, а также пачки аркозовых брекчий, цемент которых образован красными кремнистыми алевролитами. Из кремнистых пород этой толщи собраны конодонты верхов флоского – низов дапинского яруса.

Кремнисто-терригенные разрезы, лишенные прослоев грубообломочных пород, развиты по северному обрамлению Кокчетавского массива – к западу от города Кокчетав и в районе пос. Игилик. На увале к западу от города Кокчетав кремнисто-терригенная толща мощностью до 100–150 м залегает на докембрийских образованиях. Ее разрез образован серыми плитчатыми кремнями, красными яшмами, белыми и желтыми слоистыми кремнями, кремнистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с очень тонкими прослоями осадочных брекчий, состоящими из обломков слюдистых сланцев. В кремнистых породах собраны конодонты возрастного интервала от верхов флоского яруса до низов дарривильского яруса.

В Южном обрамлении Шатского массива нижне-среднеордовикские комплексы слагают прерывистую полосу от среднего течения р. Карашат на востоке до пос. Кызылтан на западе. Здесь кремнисто-терригенные разрезы перекрывают мощную (до 500–600 м) толщу кислых вулканитов, которые на отдельных участках (район оз. Матсор) замещаются осадочными брекчиями и конглобрекчиями, состоящими из слабоокатанных обломков черных сланцев, кварцитов, гранитоидов, крупных глыб и валунов серых мраморизованных известняков.

Кремнисто-терригенная толща сложена красными яшмами, желтыми, реже белыми кремнями, кремнистыми алевролитами, мощностью не более 200–250 м. Почти во всех выходах этой толщи были найдены конодонты, однако последовательность зон по конодонтам, удалось выявить только в двух местонахождениях, что связано как со сложным строением, так и со слабой обнаженностью. Установлено, что возраст кремнисто-терригенной толщи охватывает интервал от низов флоского яруса нижнего ордовика до низов дарривильского яруса среднего ордовика. На западном берегу оз. Улькенсор выявлен небольшой блок вулканитов основного состава, содержащих горизонт красных яшм с конодонтами верхов дапинского – низов дарривильского яруса. В районе оз. Матсор кремнисто-терригенная толща перекрывается туфами, лавами и туфоконгломератами среднеосновного состава, вероятно, залегающими в основании средне-верхнеордовикского разреза Степнякской зоны.

В Степнякской зоне нижне-среднеордовикские комплексы приурочены к ядру Котырколь-Мамайской антиклинали. В основании разреза здесь залегает свита тассу, сложенная вулканогенно-обломочными породами и эффузивами кислого состава мощностью более 500 м. Ее возраст по результатам U-Pb датирования оценивается как тремадокский **[2]**. Выше залегает кремнисто-терригенная толща (до 200 м), сложенная серыми и зеленовато-серыми кремнисты-

ми алевролитами, серыми и желтыми кремнями (радиоляритами), красными яшмами. В карьере около дер. Заураловка обнажен непрерывный кремнистый разрез, охватывающий интервал флоского- дапинского яруса. В кремнистых породах в районе горы Келиншек собраны конодонты верхов флоского – низов дапинского яруса. В ядрах небольших синклиналей кремнисто-терригенная толща перекрывается афировыми, реже миндалекаменными, базальтами с редкими прослоями и линзами красных и зеленых кремнистых алевролитов мощностью 200–250 м. Базальты по петро-геохимическим характеристикам могут сопоставляться с внутриплитными **[2]**.

Таким образом, в пределах большей части рассмотренных структур комплексы флоского – низов дарривильского яруса представлены кремнистыми отложениями, среди которых в большем или меньшем количестве присутствуют терригенные породы. При этом их наиболее грубые разности развиты в восточном и северном обрамлении Кокчетавского массива. Характерной особенностью терригенных пород является насыщенность их обломками гнейсогранитов, амфиболитов, кварцитов и слюдистых сланцев, слагающих фундамент Кокчетавского, Шатского и Ишкеольмесского массивов. К верхам кремнисто-терригенного разреза на отдельных участках приурочены внутриплитные базальты. Разрезы Марьевской зоны и центральной части Кокчетавского массива имеют принципиально иное строение и состав пород. До конца флоского яруса здесь происходит накопление мелководных карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных пород. В дапинско-раннедарривильское время они сменяются флишоидными толщами, содержащими мощные пачки туфов, туфоконгломератов и лав среднего и среднеосновного состава, характерных для островодужных комплексов.

Можно предположить, что накопление кремнисто-терригенных толщ происходило в достаточно глубоководном прогибе с некомпенсированным осадконакоплением, который располагался на склоне крупного блока с континентальной корой. Комплексы фундамента этого блока служили источником терригенного материала, который поступал в прогиб как в виде обломков алевритовой размерности, так и в виде эпизодических порций грубого материала, расслаивающего кремнистые разрезы. До конца флоского века в Марьевской зоне и в центральной части Кокчетавского массива формировались относительно мелководные чехольные толщи. В дапине – раннем дарривилии северо-западная окраина Кокчетавского массива (Марьевская зона) становится активной, а прогиб, в котором продолжается накопление кремнисто-терригенных толщ, превращается в задуговой. С процессами растяжения в этом прогибе могут быть связаны излияния внутриплитных базальтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее» и РФФИ, проекты 12-05-00844, 13-04-00629, 14-05-92000 ННС_а.

[1] *Геология Северного Казахстана* (стратиграфия). Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.

[2] *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

[3] *Иванов К.С., Саламатов В.М.* Возраст, строение, состав базальтоидно-кремнистых толщ Салкынкольского выступа (Кокчетавский массив) // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 10–28.

[4] *Иванов К.С., Сахаров В.А., Наседкина В.А., Музыка М.И.* Новые данные о возрасте вулканогенно-кремнистых толщ обрамления Кокчетавского массива // ДАН СССР. 1988. Т. 301, № 1. С. 158–163.

[5] *Никитин И.Ф.* Ордовик Казахстана. Ч. I. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972. 244 с.

[6] *Обут О.Т., Буслов М.М., Ивата К., Жимулев Ф.И.* Время коллизии Кокчетавского массива и Степнякской островной дуги по конодонтам и радиоляриям из кремнистых пород совмещенных террейнов разных геодинамических остановок // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 4. С. 455–461.

[7] *Саламатов В.М., Иванов К.С., Наседкина В.А.* Строение и возраст акмалышской свиты Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Новые данные по геологии Урала и Средней Азии. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 21–28.

[8] *Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К. Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю.* О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокшетауского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана. 2001. № 2. С. 4–12.

ФОРМАЛИЗОВАННЫЙ АНАЛИЗ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ СИБИРИ

А.Н. Диденко

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Проведенный более 20 лет тому назад анализ данных для Восточно-Европейской и Сибирской плит **[6, 8]** показал идентичное положение их расчетных палеомагнитных полюсов (с учетом доверительных интервалов) для поздней перми и раннего триаса. Это свидетельствовало, по крайней мере, о невозможности на то время на основе палеомагнитных данных оспаривать вопрос тектонической когерентности этих континентальных блоков, составляющих основу Северной Евразии, в послепалеозойское время. С появлением новых данных по мезозою Сибири, соизмеримых по количеству с существовавшими на начало 90-х годов прошлого века, вопрос о консолидации континентальных блоков Северной Евразии снова стал предметом дискуссий **[2, 3]**. Оперируя, по сути дела, одним и тем же набором палеомагнитных данных, авторы приходят к альтернативным выводам: 1) «взаимное положение пермо-триасовых полюсов стабильной Европы и Сибирской платформы противоречит возможности относительных перемещений этих платформ в послепалеозойское время» **[3]**; 2) «Сдвиговые перемещения ... внутри Евроазиатского континента продолжались вплоть до конца мезозоя, что подтверждается систематическим расхождением мезозойских полюсов Сибири и Восточной Европы» **[2]**.

Существование противоположных мнений на мезозойскую тектонику основных континентальных блоков Северной Евразии, с одной стороны, а также необходимость сопоставления горизонтальных движений мезозойских объектов Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов с прилегающими палеоконтинентами, с другой стороны, предопределили интерес автора к проблеме, для чего и был проведен анализ существующих на настоящее время мезозойских и кайнозойских палеомагнитных данных Сибири.

Исходный набор мезозойских и кайнозойских палеомагнитных полюсов Сибирской платформы и окружающих ее складчатых поясов включал 84 оригинальных определения. Какой-либо закономерный тренд в положении палеомагнитных полюсов визуально обнаружить не удалось, не удалось сделать это и математическими аппроксимационными методами.

Для максимальной «прозрачности» ревизии данных использованы следующие четыре критерия – два геологических и два палеомагнитных, каждый из которых обладал правом «вето»: 1) структурно-тектоническая когерентность Сибирской платформе (structural control and tectonic coherence **[11]**) пород каждой индивидуальной коллекции; 2) точность определения возраста пород и соответствующей характеристической намагниченности не более 20 млн лет; 3) величина радиуса овала доверия $A_{95}<15°$; 4) качество палеомагнитных процедур, примененных при получении каждого конкретного определения, – DemagCode > 1 – из GPDB-4.6 **[9]**.

На первом этапе были исключены данные по 16 объектам, находящимся в пределах Амурской и Северо-Американской плит **[7]**, на следующем этапе – из оставшегося набора данных (68 полюсов) в программе ArcGis была произведена выборка только тех, которые удовлетворяют оставшимся трем критериям.

В распределении прошедших ревизию полюсов на стереограмме проявлена закономерность (таблица): практически все триасовые полюсы лежат в широтной полосе 40–50° с.ш. от меридиана 165° до 120° в.д., а позднеюрские и меловые полюсы – в меридиональной зоне 190–150° в.д. от 60 (наиболее древние) до 85° (наиболее молодые). На фоне этой закономерности три полюса (два триасового и один раннеюрского возраста) имеют аномальное поведение: 1) два полюса (№ 4626 и 4560 по GPDB-4.6) лежат на 25° с.ш. и на расстоянии более чем $2A_{95}$ от среднего для всей триасовой группы полюсов; 2) положение раннеюрского полюса (7321 по GPDB-4.6), определенного по метаморфическим породам Кузбасса, также аномально по отношению ко всем остальным. Все указанное выше позволяет нам на достаточно объективной основе эти три полюса исключить из дальнейшего рассмотрения.

Источник	Возраст, млн лет	DC	Slat, °	Slong, °	Plat, °	Plong, °	A_{95}, °
[1]	78±4	4	54.9	90.3	82.8	188.5	6.2
[1]	130±10	3	70.7	123.9	67.2	183.8	8.3
4197	135±2	2	70.5	98.0	73.0	178.0	5.4
4202	139±1	2	75.0	114.0	63.0	174.0	5.4
Среднее (N=3); наст. раб.	135±5				67.8	178.4	8.2
[5]	145±15	2	58.7	125.9	68.8	156.1	11.8
4356	149±3	2	70.5	98.0	54.0	123.0	5.6
Среднее (N=2); наст. раб.	147±2				62.3	135.4	47.6
[4]	153±8	3	57.7	132.1	71.1	150.0	6.5
[1]	165±5	3	69.1	125.1	59.3	139.2	4.5
*7321	188±12	3	55.0	86.0	67.4	257.2	3.4
[12]	228±5	3	74.8	100.6	47.1	121.6	5.0
*4560	243±2	2	63.5	111.5	25.0	168.0	4.8
4562	243±2	2	70.0	123.5	49.0	143.0	7.3
4606	244±1	2	62.8	107.3	63.0	142.0	11.5
4567	244±1	2	67.8	92.1	40.0	144.0	7.5
4654	244±16	2	69.0	88.0	62.2	133.5	7.5
4571	244±1	2	69.3	91.0	48.0	143.0	15.0
4561	244±1	2	72.0	114.0	44.0	157.0	9.8
7911	248±3	3	66.0	111.8	52.6	163.2	6.9
4506	248±3	2	68.5	91.5	42.0	146.0	4.6
7926	248±3	3	69.5	91.0	48.8	145.5	6.6
4511	248±3	2	69.5	97.5	48.0	155.0	1.6
4520	248±3	2	71.0	101.5	45.0	157.0	6.3
4625	248±3	2	72.8	83.7	42.0	123.0	3.2
4619	248±3	2	72.8	86.0	43.0	129.0	4.8
4618	248±3	2	73.5	81.0	38.0	122.0	7.6
4632	248±3	2	74.7	100.7	48.0	159.0	3.2
[12]	248±3	3	74.9	100.5	59.3	145.8	14.3
4627	248±3	2	74.9	100.5	46.0	124.0	11.6
4616	248±3	2	75.0	114.0	48.0	166.0	3.2
*4626	248±3	2	75.2	100.0	25.0	134.0	12.0
9106	249±2	4	70.0	89.0	54.6	146.0	5.3
4588	250±16	2	68.5	91.0	50.0	152.0	13.0
Среднее (N=20); наст. раб.	247±3				49.3	144.6	4.5

П р и м е ч а н и е. В графе «Источник» номер дан по GPDB-4.6, звездочкой отмечены аномальные полюсы; DC – «DemagCode» по GPDB-4.6 (для данных, не вошедших в GPDB-4.6, определен автором); Slat, Slong – координаты места отбора; Plat, Plong – координаты палеомагнитного полюса; A_{95} – радиус овала доверия вокруг полюса с вероятностью 95 %.

Следует отметить отличающиеся от других более чем на 100° склонения у двух юрских определений (таблица); первое – выполнено по осадочным породам титона Хатангского прогиба (4356 по GPDB-4.6), второе – по осадочным породам кыстатымской свиты средней юры Приверхоянского прогиба **[1]**. Эти два определения имеют положительный отклик всех четырех критериев, а аномальность склонений здесь, возможно, кажущаяся, так как наклонения у этих двух определений ≥80°.

Итоговый набор оригинальных палеомагнитных данных по мезозойским и кайнозойским породам Сибирской платформы после проведенной, как полагает автор, объективной и «прозрачной» выборки представлен 29 полюсами (таблица), положение которых во времени крайне неравномерно – отсутствуют надежные данные для большей части позднего триаса и ранней юры, второй половины раннего и большей части позднего мела, всего кайнозоя.

Сопоставление позиции палеомагнитно-надежных полюсов Сибири (таблица) с траекторией кажущейся миграции мезозойских полюсов Сибири **[1, 2]** и глобальной траекторией кажущейся миграции полюса (Global Apparent Polar Wander Path) в координатах стабильной Ев-

ропы **[10]** показывает их лучшую сходимость в раннетриасовое, позднеюрское и меловое время с последней. Исключение составляют два юрских полюса (они упоминались выше) пород Хатангского (4356 по GPDB-4.6) и Приверхоянского прогибов **[1]**. Проведенный анализ палеомагнитных данных не позволяет принять гипотезу о «систематическом расхождении мезозойских полюсов Сибири и Восточной Европы».

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток», проекты № № 12-I-ОНЗ-10, 12-II-СО-08-026.

[1] *Метелкин Д.В.* Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным: Дис. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 482 с.

[2] *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. № 7. С. 883–899.

[3] *Павлов В.Э.* Сибирские палеомагнитные данные и проблема жесткости Северо-Евроазиатского континента в послепалеозойское время // Физика Земли. 2012. № 9–10. С. 56–73.

[4] *Павлов В.Э., Каретников А.С.* Новый мезозойский палеомагнитный полюс Сибирской платформы и проблема ригидности Северо-Евроазиатского кратона в послепалеозойское время // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: XLI Тектоническое совещание. М.: ГЕОС, 2008. С. 70–74.

[5] *Павлов В.Э., Максимов Е.П.* Палеомагнетизм мезозойских магматических образований Рябиновского массива (юг Сибирской платформы, Центрально-Алданский район) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. М.: ГЕОС, 2006. С. 118–121.

[6] *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.

[7] *DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F.* Geologically current plate motions // Geophysical Journal International. 2010. V. 181, № 1. P. 1–80.

[8] *Didenko A.N., Pechersky D.M.* Revised Paleozoic Apparent Polar Wander Paths for E. Europe, Siberia, N. China and Tarim plates // L.P. Zonenshain Memorial conference on plate tectonics. Moscow, 1993. P. 47–48.

[9] *Pisarevsky S.* New edition of the global paleomagnetic database // Eos, Transactions American Geophysical Union. 2005. V. 86, № 17. P. 170–170.

[10] *Torsvik T.H., Muller R.D., Van der Voo R., Steinberger B., Gaina C.* Global plate motion frames: toward a unified model // Reviews of Geophysics. 2008. V. 46. № 3. RG3004. doi:10.1029/2007RG000227.

[11] *Van der Voo R.* The reliability of paleomagnetic data // Tectonophysics. 1990. V. 184. P. l–9.

[12] *Walderhaug H.J., Eide E.A., Scott R.A., Inger S., Golionko B.G.* Palaeomagnetsim and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology from the South Taimyr igneous complex, Arctic Russia: a Middle–Late Triassic magmatic pulse after Siberian flood-basalt volcanism // Geophysical Journal International. 2005. V. 163. P. 501–517.

МОДЕЛЬ СУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА И ЕЕ ПРИЛОЖЕНИЯ К КАМЧАТСКИМ ВУЛКАНАМ

Н.Л. Добрецов

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Модель субдукционного магматизма в первом приближении была разработана более 15 лет назад (Добрецов, Кирдяшкин, 1998; Добрецов и др., 2009). Она учитывает свойства верхних слоев субдуцирующей плиты (океанической коры h_1 около 10 км и вязкого слоя метаморфизованных осадков h_2=1–3 км). Температура плавления этих слоев принималась 1200 °С и достигалась в зависимости от скорости субдукции и угла наклона зоны субдукции, согласно модели, на глубине от 80 до 150 км.

Необходимость развития этой модели следует из более низкой температуры плавления (900–1000 °С), достаточной при высоком PH_2O, сложной динамики движения флюида, образующегося при дегидратации слоев h_1, h_2 и частично подстилающей серпентинизированной мантии, сложной системы промежуточных очагов и многоступенчатого пути подъема магмы. Сложная и быстро меняющаяся система промежуточных очагов подтверждается данными сейсмической томографии, поэтому разрабатываемая модель субдукции и ассоциирующего магматизма может быть названа трехскоростной системой движения и многоуровневой системой фильтрации флюидов и расплавов (Добрецов и др., 2013, 2015).

Ключевская группа вулканов рассматривается как природная лаборатория для развития и совершенствования модели. Здесь устанавливаются три уровня промежуточных очагов и взаимосвязанная система питания базальтовых вулканов (Ключевской и Толбачик) и андезитовых вулканов (Безымянный, Зимина). Данные по последним извержениям вулканов (2005–2013 гг.), новые данные GPS, сейсмические данные и шумовая томография позволяют перейти не только к уточнению модели, но и к мониторингу подготовки извержения вулканов.

ОДНОМЕРНЫЕ МОДЕЛИ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

А.А. Добрынина, В.А. Саньков* **, В.В. Чечельницкий****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru
**Иркутск, Иркутский государственный университет, sankov@crust.irk.ru
***Иркутск, Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН, chechel@crust.irk.ru

К настоящему времени получены многочисленные данные о том, что под Байкальской рифтовой системой (БРС) не существует единой крупной мантийной аномалии (плюма). Это не позволяет считать продуктивной гипотезу активного рифтинга при объяснении формирования этой структуры. Вместе с тем, это дает возможность предполагать, что растяжение инициирует постепенные изменения свойств по всему разрезу литосферы, выражающиеся в появлении локальных аномалий, выраженных, в частности, в глубинных вариациях затухания сейсмических волн.

В данной работе нами исследуются глубинные вариации затухания сейсмических кода-волн в литосфере северо-восточного фланга БРС. Глубинные разрезы сейсмической добротности были получены по кода-волнам сильных и умеренных локальных землетрясений (20 событий с магнитудой $M \geq 4$, зарегистрированных на эпицентральных расстояниях до 50 км) (рис. 1, *а*). В работе использовалось два метода: 1) метод огибающей сейсмической коды **[1]** и 2)

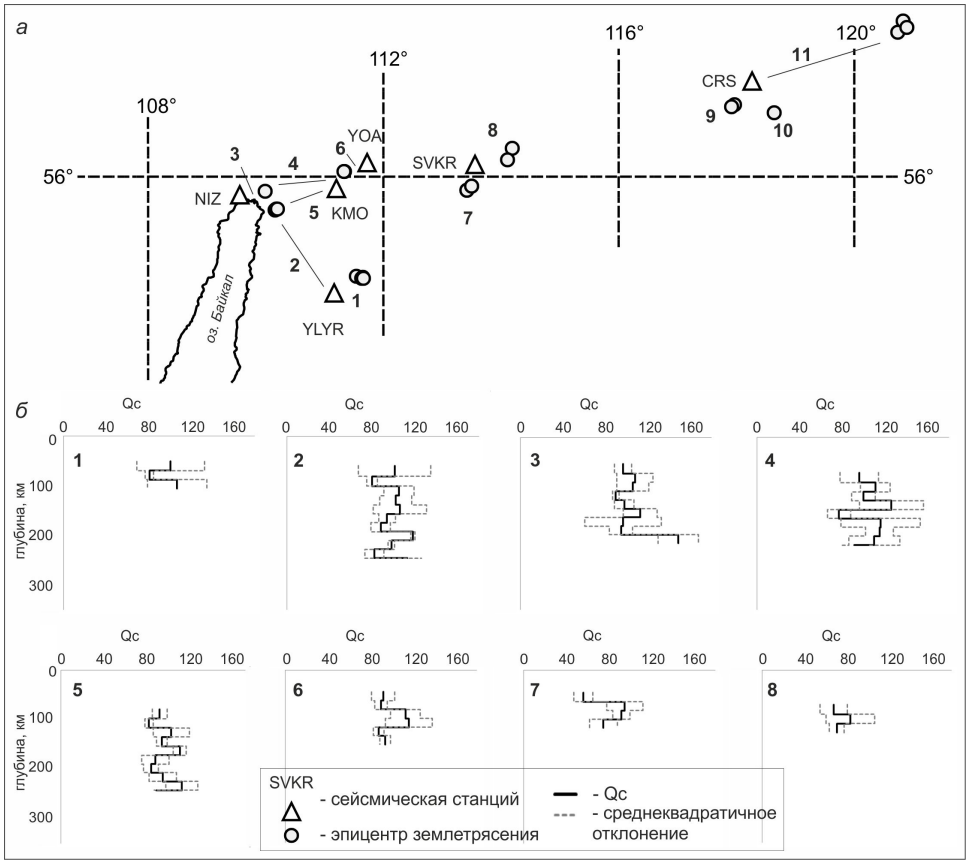


Рис. 1. Локальные глубинные разрезы сейсмической добротности Q_C: *а* – расположение, *б* – разрезы Q_C. Цифрами показаны номера профилей.

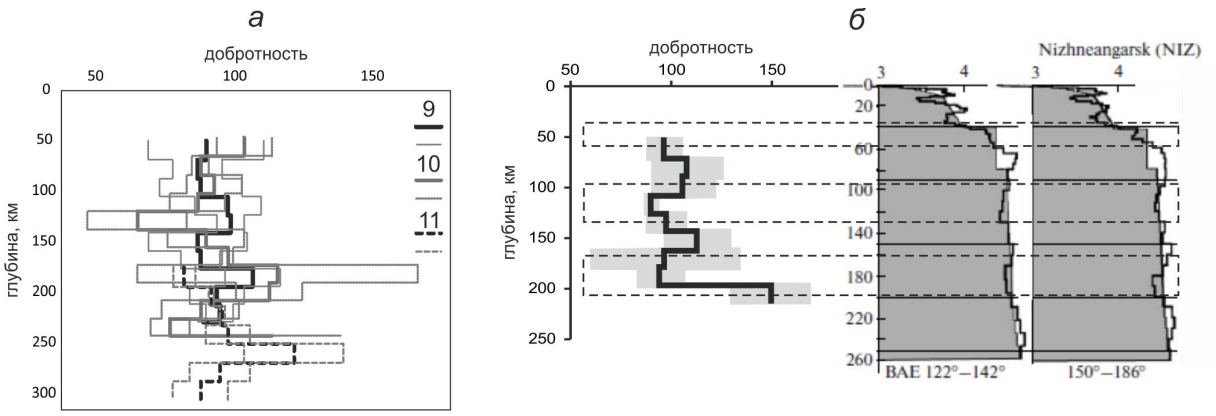


Рис. 2. Локальные глубинные разрезы сейсмической добротности Q_C: *а* – по данными станции Чара (CRS); *б* – сравнение глубинных разрезов добротности (слева, профиль 3, станция Нижнеангарск, NIZ, среднеквадратичное отклонение показано серым) и скоростей S-волн (справа, серым показана референц-модель [3]. Пунктирными линиями выделены области высокого затухания и низких скоростей S-волн.

метод скользящего окна (длина окна бралась равной 10–15 с, шаг 5 с). Глубина проникновения кода-волн рассчитывалась согласно стандартному подходу, исходя из простых геометрических соображений **[2]**. Для анализа глубинных вариаций затухания использовались значения добротности на частоте 1 Гц, так как на этих частотах лучше проявляется неоднородность поля затухания **[1]**.

В результате были получены глубинные разрезы сейсмической добротности Q_C для одиннадцати локальных областей рассматриваемого региона (рис. 1, *б*, 2, *а*). На глубинном разрезе Q_C наблюдаются достаточно сильные вариации добротности (от 50 до 170), при этом отмечается неравномерное изменение величины Q_C с глубиной – наблюдается чередование слоев с повышенным и пониженным затуханием (рис. 1, *б*, 2, *а*). Это явление может быть объяснено влиянием скоростных границ в литосфере. В частности, практически на всех одиннадцати профилях выделяется переходная зона на глубине примерно 100 км. В то же время анализ скоростных аномалий продольных волн, полученных по результатам телесейсмической 2D-томографии вдоль БРС **[3]**, показывает, что под многими структурами рифтовой системы на глубине 100 км также прослеживается скоростная граница. Сопоставление полученных разрезов Q_C с одномерными профилями скоростей S-волн **[4]** показывает, что изменения значений добротности приурочены к скоростным границам среды, причем для областей с повышенными скоростями сейсмических волн также характерны повышенные значения Q_C и наоборот (рис. 2, *б*).

Полученная многослойная модель сейсмической добротности литосферы северо-восточного фланга БРС с чередованием слоев с повышенным и пониженным затуханием совместно с аналогичными результатами для юго-западного фланга **[1]** и отсутствие единой крупной аномалии в поле затухания сейсмических волн могут являться свидетельствами пассивного механизма формирования рифтовой системы.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-01097, 14-45-04157) и гранта Президента РФ (проект № МК 1171.2014.5).

[1] *Копничев Ю.Ф.* Новые данные о строении верхней мантии Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 1992. Т. 325, № 5. С. 944–948.

[2] *Pulli J.* Attenuation of coda waves in New England // Bulletin of the Seismological Society of America. 1984. V. 74. P. 1149–1166.

[3] *Мордвинова В.В.* Строение земной коры и верхней мантии Центральной Азии по данным телесейсмических объемных волн: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009.

[4] Ананьин Л.В., Мордвинова В.В., Гоць М.Ф., Канао М., Суворов В.Д., Татьков Г.И., Тубанов Ц.А. Скоростное строение коры и верхней мантии Байкальской рифтовой зоны по долговременным наблюдениям широкополосных сейсмостанций // ДАН. 2009. Т. 428, № 2. С. 211–214.

ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ПОРОД НИЖНИХ ПЛАСТИН СЕРИИ КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб*, А.М. Мазукабзов*, Н.В. Родионов**, Т. Ванг ****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tanlen@crust.irk.ru
**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
***Пекин, Китай, Институт геологии Китайской академии геологических наук

После открытия в 1994 г. комплексов метаморфических ядер (КМЯ) в Забайкалье **[1]** специальные исследования были посвящены не только вопросам формирования структуры этих КМЯ, особенностей и времени их тектонического экспонирования, но также геохронологическому и петрогеохимическому изучению пород, слагающих нижние пластины КМЯ. Важность данных исследований связана с тем, что до 1994 г. породы гранитогнейсовых валов Забайкалья и Северной Монголии, которые по современным представлениям являются нижними пластинами КМЯ, рассматривались как выступы докембрийского фундамента среди более молодых палеозойских и мезозойских неметаморфизованных пород **[2].** В результате проведенных в последние два десятилетия работ было показано, что породы нижних пластин КМЯ не являются «чужеродными» древними структурами среди более молодых образований, а представляют собой породные комплексы, формирующиеся совместно с другими породами региона на фоне эндогенной активности позднего палеозоя – мезозоя **[1, 3–8].**

В настоящее время наиболее хорошо изученными являются два самых западных КМЯ Забайкалья – Северной Монголии: Бутулийн-Нурский и Заганский **[1, 3–8]**. По результатам оценки возраста пород нижних пластин этих двух КМЯ было установлено, что самыми древними породами среди них являются милонитизированные гнейсы по риолитам (554 млн лет) нижней пластины Бутулийн-Нурского КМЯ **[8]**. По всей видимости, возраст этих пород отражает процессы эндогенной активности либо в Джидинском островодужном, либо в Икатском задуговом террейне, породные комплексы которых и являются основанием Бутулийн-Нурского КМЯ. К следующей возрастной группе можно отнести породы с возрастом ~265 млн лет, которые были отмечены в северной части Бутулийн-Нурского КМЯ. Эти породы представлены тектонизированными вулканитами и слаборазгнейсованными сиенитами и, наиболее вероятно, относятся к карбон-раннесреднепермскому Западно-Забайкальскому поясу **[8]**. Согласно исследованиям **[9, 10],** формирование Западно-Забайкальского вулканоплутонического пояса имело место в обстановке растяжения утолщенной континентальной коры над зоной субдукции Монголо-Охотского океана, возможно при влиянии горячей точки мантии. Максимальным распространением среди образований нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ пользуются позднепермские – триасовые (249–211 млн лет) магматические породы, в том числе в различной степени тектонизированные гранитоиды (от практически неизмененных разностей до милонитизированных ортогнейсов) и метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы Катаевской вулканоплутонической ассоциации **[3, 4, 8].** Гранитоиды и вулканиты кислого состава с возрастом 249–211 млн лет обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики (повышенная щелочность, высокие содержания Sr и Ba, умеренные и низкие концентрации Nb, Y), позволяющие сопоставлять их с гранитами I-типа. Особенности составов этих пород позволяют допускать их формирование в обстановке активной континентальной окраины Сибирского континента над погружающейся океанической плитой Монголо-Охотского океана. Самыми молодыми породами в Бутулийн-Нурском и Заганском КМЯ являются гранитоиды юрского возраста (178–152 млн лет) Наушкинского и Верхнемангиртуйского массивов **[5, 8].** Эти гранитоиды, представленные сиенитами и щелочными гранитами, являются железистыми, преимущественно щелочными образованиями, и по содержаниям как петрогенных, так и редких элементов они сопоставимы с гранитами A-типа. Формирование этих гранитоидов имело

место в условиях внутриконтинентального растяжения на фоне смены субдукционного режима на коллизионный.

Безымянный КМЯ расположен к западу от Заганского КМЯ и по сравнению с рассмотренными выше комплексами метаморфических ядер является гораздо менее изученным. Проведенные исследования в пределах нижней пластины Безымянного КМЯ показали, что так же, как и среди остальных комплексов Забайкалья, наибольшим распространением здесь пользуются в различной степени тектонизированные гранитоиды. Среди гранитоидов отмечаются как небольшие тела, так и крупные выходы метаморфических пород (гнейсов, амфиболитов). Спецификой Безымянного КМЯ является сделанный на основании структурных и геофизических исследований вывод о том, что нижняя пластина этого КМЯ погружается к северо-западу, в отличие от остальных КМЯ Северной Монголии и Забайкалья, нижние пластины которых погружаются на юго-восток **[7, 11].**

Для оценки возраста пород нижней пластины Безымянного КМЯ были отобраны две пробы биотитовых гранитов в его центральной части. Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из пробы разгнейсованного биотитового гранита 09144 было проведено на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) по методике, описанной в **[12]**. Из этой пробы был выделен акцессорный циркон, представленный бесцветными или желтоватыми, главным образом прозрачными, длиннопризматическими, идиоморфными и субидиоморфными кристаллами. По десяти точкам изученного циркона был рассчитан конкордантный возраст, который составил 165.0±1.6 млн лет (СКВО=0.59). Согласуясь с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, данное значение возраста может быть проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст биотитовых гранитов.

Цирконы из пробы катаклазированного биотитового гранита 09184 были исследованы на квадрупольном масс-спектрометре Agilient 7500a совместно с эксимерным лазером UP-193 методом лазерной абляции (LA ICP-MS) в Центре лабораторных геологических исследований Китайского университета геологических наук (г. Пекин). Режимы съемки и параметры приборов описаны в работе **[13].** Из этой пробы был выделен акцессорный циркон, представленный желтоватыми, реже бесцветными, прозрачными, длинно- и короткопризматическими, идиоморфными кристаллами. Рассчитанный средневзвешенный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст по двадцать одной точке проанализированного циркона составил 201.7±1.5 млн лет (СКВО=1.3). Согласуясь с морфологическими особенностями циркона и его внутренним строением, свидетельствующими о магматическом происхождении, полученное значение возраста может быть проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст биотитовых гранитов. Три зерна циркона из этой пробы дали $^{206}Pb/^{238}U$ возраст в диапазоне 241–236 млн лет. Мы интерпретируем эти цирконы как захваченные, возможно из габброидов, которые прорываются изученными биотитовыми гранитами.

Таким образом, на основании проведенных геохронологических исследований биотитовых гранитов нижней пластины Безымянного КМЯ можно установить несколько этапов магматической активности на данном участке Западного Забайкалья: ~240, ~200, 165 млн лет. Данные оценки возраста попадают во временной диапазон датировок, полученных по породам нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ.

Интересным моментом является тот факт, что изученные биотитовые граниты с возрастом ~200 и 165 млн лет обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики. Для них характерны высокие содержания Sr и Ba, умеренные и низкие концентрации Nb, Y, что позволяет сопоставлять их с гранитами I-типа. По своему составу эти граниты более близки гранитоидам и вулканитам кислого состава с возрастом 249–211 млн лет нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплекса, чем сиенитам и щелочным гранитам Наушкинского и Верхнемангиртуйского массивов с возрастом 178–152 млн лет. Можно предполагать, что в районе Безымянного КМЯ забайкальского сегмента ЦАСП на временном рубеже ~200 млн лет существовал режим активной континентальной окраины. Это предположение позволяет допускать развитие территории Забайкалья в данном геодинамическом режиме до конца триасового периода. Что касается временного рубежа 165 млн лет, то возможно, что в данном случае составы изученных гранитов отражают составы источников, а не геодинамическую обстановку их формирования.

Обобщая все изложенные выше данные, можно сделать вывод, что возраст пород нижних пластин комплексов метаморфических ядер Северной Монголии и Западного Забайкалья хорошо коррелируется с возрастом породных комплексов забайкальского и северо-монгольского сегментов ЦАСП **[10]**, свидетельствуя об единой истории эволюции этого региона.

Работы были выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00557-а, 13-05-91173-ГФЕН_а) и партнерского проекта фундаментальных исследований СО РАН № 6.

[1] *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Доронина Н.А., Шафеев А.А.* Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // ДАН. 1994. Т. 339, № 1. С. 83–86.

[2] *Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР*. М-б 1:1500000. М.: Мингео СССР, 1983.

[3] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Де Ваэле Б., Пресняков С.Л.* Позднетриасовая Катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья – фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 1. С. 30–49.

[4] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лепехина Е.Н., Ванг Т., Зенг Л., Гуо Л.* О непрерывности магматизма позднего палеозоя – раннего мезозоя в Западном Забайкалье // ДАН. 2014. Т. 458, № 3. С. 306–312.

[5] *Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б.* Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // ДАН. 2006. Т. 406, № 6. С. 788–792.

[6] *Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С.* Комплексы метаморфических ядер Забайкалья: обзор // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, № 2. С. 95–125.

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

[8] *Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E.* Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of the Geological Society, London. 2008. V. 165, № 1. P. 405–421.

[9] *Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П.* Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 615–628.

[10] *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.

[11] *Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Беличенко В.Г.* Комплексы метаморфических ядер в раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 10. С. 1574–1583.

[12] *Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe //Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

[13] *Wang T., Guo L., Zheng Y., Donskaya T., Gladkochub D., Zeng L., Li J., Wang Y., Mazukabzov A.* Timing and processes of Late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U–Pb ages from metamorphic core complexes // Lithos. 2012. V. 154. P. 315–345.

ИЗОТОПНЫЙ КОНТРОЛЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННОЙ ЦИПИКАНСКОЙ ТОЛЩЕ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Н.А. Доронина, Л.К. Левский***

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dna48@mail.ru
**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, l.k.levskii@ipgg.ru

Для определения возраста и последовательности магматических и метаморфических событий обычно исследуются различными изотопными методами акцессорные минералы как более надежные. Традиционные методы датирования могут быть дополнены исследованием Rb-Sr и Sm-Nd систематики породообразующих минералов. Это может быть полезно при картировании зонально метаморфизованных комплексов и метаморфических и магматических пород вообще, поскольку позволит определить последовательность минеральных парагенезисов.

Мы применили такой подход при изучении ципиканской метаморфической толщи, одного из ксенолитов стратифицированных пород между гранитоидными интрузиями Ангаро-Витимского батолита.

Ципиканская карбонатно-терригенная толща закартирована в бассейне р. Ципа (на междуречье Ушма, Ципикан, руч. Большой Байчекан). Природа протолита, обстановка формирования и возможные источники осадков терригенных пород установлены ранее **[1]**. В бассейне р. Ушма толщу слагают метапесчаники и туфопесчаники с линзами известняков, алевритистые аргиллиты, аподацитовые сланцы. В бассейне р. Ципикан в разрезе чередуются сланцы биотит-плагиоклаз-кварцевые с прослоями карбонатно-кремнистых сланцев, кальцитовых мраморов; очень редко присутствуют узловатые сланцы со ставролитом, андалузитом, кианитом. По-видимому, регионального метаморфизма ципиканская толща не испытала. Уровень метаморфизма возрастает в направлении на юго-восток от стадии, промежуточной между катагенезом и фацией зеленых сланцев, до эпидот-амфиболитовой фации (ставролит-биотит-мусковитовой и андалузит-кианит-ставролит-биотит-мусковитовой субфации В.А. Глебовицкого (1977) **[2]** и обусловлен близостью к разновозрастным гранитоидным интрузиям (полихронный термальный метаморфизм) и вовлечением этой толщи вместе с послойными ортоамфиболитами в надвигообразование (динамометаморфизм).

Толща вмещает силлы метабазальтов, вместе с силлами участвует в складчатости, прорвана многочисленными гранитоидными интрузиями. Базальты претерпели метаморфизм, проградный от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений, затем ретроградный до фации зеленых сланцев. Метаморфические тренды метабазальтов и вмещающих метатерригенных пород ципиканской толщи не совпадают, это вынуждает предполагать совмещение нескольких эпизодов метаморфизма.

С помощью изотопных исследований Rb-Sr методом вала и биотита метатерригенных пород, U-Pb методом (SHRIMP II) цирконов метатерригенных пород и метабазитовых силлов и Sm-Nd методом – вала метатерригенных пород и метабазитов – установлена последовательность геологических событий в эволюции Ципиканского блока **[3]**: осадконакопление за счет размыва и переотложения рифейских коровых пород не ранее 756 млн лет; ранний (478 млн лет) зональный метаморфизм, общий для пород на разных участках; 324 млн лет – внедрение базитовых силлов; 278–238 млн лет – повторный метаморфизм, достигавший андалузит-кианит-ставролит-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации (перекристаллизация метаморфических биотитов, метаморфизм базитовых силлов; 238–218 млн лет – высокоградный метаморфизм и сдвиго-надвиговые деформации с формированием фенгитовых бластомилонитов, который мог быть обусловлен внедрением гранитных интрузий в перми–триасе. Гранитоидный магматизм в районе не изучался. В окрестностях и внутри Ципиканского блока по структурным и текстурным особенностям предшественники выделяли до четырех комплексов гранитоидов, поэтому можно предполагать несколько эпизодов магматизма.

Для подтверждения этих рубежей, возможно, для их детализации и определения ориентировочного возраста гранитоидов предпринято изотопное исследование Rb-Sr и Sm-Nd методами плагиоклазов, гранатов, биотитов и мусковитов метаморфических биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев, амфиболитов и прорывающих метаморфиты биотитовых диоритов и жильных лейкократовых гранитов. По опыту, в фанерозойских гранитоидах возраст цирконов не намного отличается от возраста гранатов и биотитов.

Rb-Sr и Sm-Nd методами получены надежные данные возраста метаморфических биотитов (200–230 млн лет) и гранатов (240–300 млн лет). Первые согласуются с возрастом магматических плагиоклазов и биотитов в штоке диоритов по ручью Сивак и жильных двуполевошпатовых гранитах из ручья Денисовский (208 и 192 млн лет соответственно). Поскольку места опробования разделены расстоянием в 18 км, можно лишь предполагать гранитоидный магматизм (и обусловленный этим событием метаморфизм в Ципиканском блоке) в интервале 300–200 млн лет.

Гранаты в жильных гранитах (240 млн лет) и в метатерригенных породах (256–300 и 716 млн лет) древнее биотитов, как более высокотемпературные. Возраст гранатов в силлах амфиболитов (179±12 млн лет) согласуется с относительным возрастом базитов и вмещающей ципиканской толщи, но требует поиска синхронных метаморфизму интрузий. Разновозрастность гранатов и слюд (биотитов, мусковитов) может быть обусловлена разными температурами закрытия изотопных систем минералов.

Ранее Е.Ю. Рыцком установлено **[4]**, что терригенные породы ципиканской толщи характеризуются среднекоровыми Sm/Nd отношениями (0.1057–0.1353) и отрицательными значениями параметра εNd=5.8–10.1, указывающими на формирование за счет размыва и поступления обломочного материала из древнекорового континентального источника. Максимальный модельный возраст 1450–2330 млн лет. Изотопный состав стронция и неодима в исследованных плагиоклазах, гранатах, биотитах, мусковитах указывает на коровый, вероятно рифейский, протолит терригенных пород и гранитоидов. Гранаты из силлов толеитовых метабазальтов обладают положительными значениями εNd=+3.7, аналогичными самим амфиболитам (εNd=3.7–4.8).

На основании предварительных данных можно предполагать гранитоидный магматизм и обусловленный этим геологическим событием метаморфизм в интервале 300–200 млн лет.

Значения возраста биотитов (200–230 млн лет) и гранатов (240–300 млн лет) в метатерригенных породах подтверждают и несколько расширяют возрастной интервал высокотемпературного метаморизма, установленного ранее по биотиту метатерригенных пород (278–238) и по циркону в базитах (273–284) **[4, 3]**.

Наличие гранатов с возрастом 179 млн лет в подошве базитовых силлов требует дополнительного исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00324).

[1] *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.

[2] *Доронина Н.А.* ТР-параметры и последовательность зонального метаморфизма в рифейской ципиканской толще (Западное Забайкалье) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: Материалы Всероссийской конференции. СПб., 2012. Т. I. С. 204–207.

[3] *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.

[4] *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.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB И SM-ND ДАТИРОВАНИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ ОЛНИНСКОЙ ТОЛЩИ (БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА)

Н.А. Доронина, О.Р. Минина*, Т.Б. Баянова**, Е.С. Богомолов ***, Г.Е. Некрасов****, И.П. Падерин****

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dna48@mail.ru
**Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, tamara@geoksc.apatity.ru
***Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, paderin@vsegei.ru
****Москва, Геологический институт РАН, Nekrasov@ginras.ru

Получены первые данные по возрасту пород, слагающих цоколь палеозойского этажа в Уакитской подзоне Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС).

Уакитская подзона была выделена из состава Катеро-Уакитской зоны рифейско-вендского (байкальского) Байкало-Муйского пояса и включена в Витимкан-Ципинскую структурно-формационную зону БВСС **[1]**. Уакитская подзона занимает северо-восточную часть БВСС и ограничена с северо-запада и севера Северо-Муйским хребтом, с востока – Бамбуйско-Олиндинской подзоной Витимкан-Ципинской зоны. В пределах Уакитской подзоны совмещены байкальский (PЄ), раннегерцинский ($D–C_2^1$) и позднегерцинский (PZ_3) структурно-формационные комплексы **[1]**. В составе байкальского комплекса традиционно выделяются среднерифейская олнинская толща и верхнерифейская жанокская свита **[2, 3]**, породы которых метаморфизованы, претерпели катаклаз и милонитизацию **[4]**. Границы между стратоподразделениями тектонические.

Олнинская карбонатно-терригенно-вулканогенная толща распространена в осевой части Южно-Муйского хребта в верховьях р. Горбылок, Дулешма, а также в среднем течении р. Тале и рассматривается в качестве вещественного и возрастного аналога келянской серии Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса **[2, 3]**. Возраст риолитов жанокской свиты и усть-келянской толщи, определенный U-Pb методом по циркону, принят равным 712–723 млн лет **[5]**. Датирование пород олнинской толщи не проводилось. В 2013–2014 гг. методами U-Pb изотопии получены первые определения возраста цирконов из вулканических пород олнинской толщи: ультраосновных амфиболитов и метариолитов. Химический состав исследованных пород (мас. %) приведен в таблице.

В объеме толщи объединены, возможно тектонически, вулканиты бимодальной ультрабазит-базит-риолитовой ассоциации (амфиболиты, биотитовые, карбонат-кварц-биотитовые, кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы, риолиты и их милонитизированные аналоги) с прослоями терригенных и карбонатных пород.

Химический состав вулканитов олнинской толщи отвечает толеитовой и известково-щелочной сериям нормального и субщелочного ряда с натриевым и калинатриевым типом щелочности. Вулканиты не образуют непрерывных дифференцированных серий (нет пород с содержаниями SiO_2 в интервале 54.9–69.0 %), поэтому следует полагать, что бимодальная вулканогенная ассоциация сформировалась в результате плавления изначально разобщенных магматических очагов.

Мафические вулканиты в верхнем течении р. Горбылок представлены метаморфизованными пикритами, пикритовыми базальтами и базальтами; базальтовые андезиты встречаются

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Сумма
8337/10	39.12	2.12	8.59	11.85	9.57	0.4	11.78	14.04	0.31	0.21	2.01	100
8338/7	41.22	1.76	4.9	13.95	9.78	0.34	11.34	14.23	0.49	0.31	1.72	100
8324/2	74.54	0.3	14.2	1.35	1.16	0.04	0.4	1.14	5.03	1.78	0.05	100
8325/2	76.14	0.24	13.59	1.58	0.41	0.02	0.25	1.22	5.12	1.39	0.04	100

редко. Породы характеризуются невысокой магнезиальностью (40–64 %), повышенными содержаниями титана (1.0–2.5 %) и фосфора (0.1–0.3, в пикритах до 2 %). Распределение REE в толеитовых метабазальтах соответствует E-MORB-типу (La/Yb_N 2.35). Пикриты и пикробазальты различаются содержаниями Al_2O_3, FeOt, MgO, P_2O_3 и степенью дифференциации редкоземельных элементов (1.36–3.23 и 7.06–11.45).

Для датирования отобраны пробы из крупноглыбового элювия в левому борту р. Горбылок, на расстоянии 1.8 и 2.0 км выше устья ручья Горный. Датирование пород Sm-Nd методом по валу и U-Pb методом (SHRIMP II) по единичным зернам циркона из этих пород было проведено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

Изученные породы представлены мелкозернистыми амфиболитами (проба 8337/10) и крупнокристаллическим метаякупирангитом из линзовидных обособлений в метавулканитах (проба 8338/7), химический состав которых отвечает низкоглиноземистым пикритам с дифференцированным распределением REE (La/Yb_N 7.06–11.45), а по соотношениям ($FeOT+TiO_2$)–Al_2O_3–MgO – высокожелезистым толеитам (таблица). Основу пород составляет плойчатый или порфировидный агрегат фторапатита, магнетита, плагиоклаза № 35–50 и амфибола. В интерстиции амфиболов наблюдается барийсодержащий калишпат. Структура пород гранобластовая, свилеватая, реликтовая габбровая; текстура линзовидно-полосчатая, массивная.

В объединенной (из двух) пробе цирконы представляют собой желтоватые корродированные призматические зерна и обломки со сглаженными вершинками и с магматической зональностью. В некоторых присутствуют трещиноватые и оплавленные обломки более древних зерен, в других – непрозрачная кайма. Проанализированы 11 зерен, два зерна исключены из расчетов из-за высокого содержания ^{204}U. Реликтовые ядра и метаморфические каймы не анализировались. По детритовым цирконам (с магматической зональностью, но трещиноватым) получены значения 737–763 млн лет (по отдельным зернам), конкордантные 320 млн лет (n=2 СКВО=0.038) и 295 млн лет (n=5 СКВО=1.5). По единственному зерну без дефектов и метаморфических каемок с магматической зональностью, характерной для основных пород, получен возраст 157.1± 3.7 млн лет. Результаты U-Pb изотопии свидетельствуют о том, что порода, содержащая детритовые цирконы верхнекаменноугольного возраста, моложе 295 млн лет. Возраст реликтовых цирконов соответствует времени формирования суховского комплекса базитов (318 млн лет, Rb-Sr) **[6, 7]** и баргузинского комплекса гранитоидов (330–290 млн лет) **[8]**, а циркон с возрастом 157 млн лет – времени верхнеюрского магматизма.

Отношение в амфиболитах $^{147}Sm/^{144}Nd$=0.1341–0.1396. Максимальный модельный возраст 2.8 млрд лет не противоречит возрасту пикритов, полученному по циркону. Исследованные цирконы имеют высокие коровые значения εNd (157)=–(16–17). Согласно диаграмме К. Герцберга **[9]**, глубина выплавления низкоглиноземистой высокожелезистой магмы примерно соответствует 300 км. Можно предположить, что в формировании такого расплава участвовали архейские коровые блоки, обеспечившие его аномальное обогащение легкими REE.

Кислые породы олнинской толщи по химизму отвечают полям риодацитов, риолитов, редко – трахириодацитов. В породах, даже милонитизированных, хорошо сохранилась порфировая структура и (иногда) миндалекаменная текстура, поэтому в большинстве случаев их можно идентифицировать с порфировыми риолитами-риодацитами. Пробы Na-риолитов 8324/2 и 8325/2 (таблица) для извлечения цирконов отобраны на водоразделе рек Муя-Горбылок, в борту первого правого притока р. Горбылок (устье этого притока находится в 9.5 км выше устья ручья Горный).

Цирконы изучены U-Pb методом для единичных зерен акцессорных минералов с использованием $^{205}Pb/^{235}U$ трассера без ионообменной хроматографии в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Цирконы представлены обломками длиннопризматических кристаллов с корродированной поверхностью и стеклянным блеском. Средние размеры 0.175×0.105 мм, Ку–1.6. Величина массы среднего кристалла – 7.7×10^{-6} г. *В спирте зональность не просматривается.* Из двух выделенных разновидностей цирконов, различающихся только окраской (водяно-прозрачные и светло-желтые), для изучения взято водяно-прозрачное зерно. Полученная конкордия для единичного зерна отвечает возрасту циркона 1280±10 млн лет, из чего можно предполагать среднерифейский возраст риолитового вулканизма олнинской толщи.

Таким образом, первые результаты исследования U-Pb изотопии цирконов из пород, слагающих олнинскую толщу, хотя и без статистического обоснования, подтверждают среднери-

фейский возраст риолитов и вынуждают исключить ультраосновные вулканиты верхнеюрского возраста из состава олнинской толщи. В общем, подтверждается более молодой возраст основного вулканизма относительно вмещающих метаморфизованных терригенно-карбонатно-вулканогенных толщ, установленный на нескольких участках Средневитимской горной страны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00324).

[1] *Минина О.Р., Доронина Н.А., Ветлужских Л.И.* Средний палеозой Уакитской подзоны Байкало-Витимской складчатой системы (новые данные по стратиграфии, вулканизму) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 168–170.

[2] *Митрофанова Н.Н., Митрофанов Г.Л. и др.* Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). СПб. – Иркутск: ВСЕГЕИ – ВСНИИГГиМС, 2006.

[3] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

[4] *Доронина Н.А.* Метаморфический цоколь Уакитского блока: вещественный состав, геодинамические условия формирования (Байкальская горная область) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2003. С. 87–92.

[5] *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3–15.

[6] *Минина О.Р.* Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.

[7] *Ненахов В.М., Никитин А.В.* Структура, магматизм и тектоническая эволюция Уакитской зоны в палеозое в контексте проблем формирования Ангаро-Витимского батолита (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 2007. № 2. С. 34–52.

[8] *Цыганков А.А.* Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 197–227.

[9] *Herzberg C.* Generaion of plume magmas through time: an experimental perspective // Chemical Geology. 1995. V. 126. P. 1–16.

ВЫСОКОТОЧНАЯ ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ СВИНЦА РУД ЗОЛОТОРУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ НА ПРИМЕРЕ КАРИЙСКОГО И АПРЕЛКОВСКОГО РУДНЫХ УЗЛОВ

С.И. Дриль, А.М. Спиридонов, Н.С. Герасимов, Т.А. Владимирова, Н.Н. Ильина

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

Золоторудно-магматические системы являются типоморфными для Монголо-Охотского орогенного пояса в целом и его восточно-забайкальской части в частности **[1]**. Здесь они приурочены в значительной мере к самой Монголо-Охотской сутурной зоне, маркируемой Ононским террейном аккреционного клина, сложенного преимущественно терригенно-осадочными толщами с подчиненным развитием метакремнистых отложений, в которые включены тектонические блоки пород офиолитовой ассоциации. Золоторудное оруденение региона приурочено к мезозойскому этапу эндогенной активности орогенного пояса, связанному с широким развитием внутриплитовых процессов, результатом которых стало формирование системы позднеюрско-раннемеловых рифтогенных впадин, выполненных вулканитами шошонит-латитовой и трахибазальтовой серий, а также широкопроявленный гранитидный магматизм повышенной щелочности **[2]**.

В Пришилкинском сегменте сутурной зоны в качестве типоморфных золоторудных месторождений могут рассматриваться Карийская и Апрелковская рудно-магматические системы (РМС). Для первой из них ключевыми магматическими объектами являются Кара-Чачинский массив гигантопорфировых гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса (J3-K1) с системой сопряженных с ним разнообразных субвулканических и жильных образований, включая «гибридные» дайки, несущие признаки смешения вещества основных и кислых расплавов, а также рифтогенные базальтоиды ундино-даинской серии позднеюрского возраста. Для Апрелковской РМС важную роль играет небольшое по площади тело неяснопорфировых гранодиоритов амуджикано-сретенского комплекса, приуроченное непосредственно к рудопродуктивной зоне месторождения Погромное, а также Ургучанский массив порфировых гранитов этого же комплекса, локализованный вблизи от этого месторождения. Для Апрелковской РМС также характерно присутствие средних-кислых вулканитов шошонит-латитовой серии.

Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса сгруппированы вдоль Монголо-Охотской сутурной зоны, располагаясь либо в пределах Ононского террейна аккреционного клина (Ургучанский, Нижне- и Верхне-Голготайский массивы), либо в месте его северо-восточного окончания, где отложения этого террейна зажаты в виде очень узкой полосы между комплексами Западно-Станового и Аргунского террейнов (Сретенский, Кара-Чачинский массивы).

Возраст Кара-Чачинского массива по Rb-Sr изотопным данным авторов составляет 132±12 МА (I(0)Sr=0.70839±19, СКВО=0.061), что соответствует раннему мелу. Для гранитоидов Сретенского массива получена Rb-Sr изохрона с возрастом 148±12 МА (I(0)Sr=0.70727±26, СКВО=1.9), что соответствует границе поздней юры и раннего мела. Оценка возраста гранитоидов этого комплекса для Апрелковской РМС была проведена с помощью $^{40}Ar/^{39}Ar$-метода датирования и дала следующие результаты: Ургучанский массив – 131.0±1.2 МА и массив месторождения Погромное – 131.0±1.2 МА. Обе возрастные датировки соответствуют раннему мелу. Изотопный состав свинца исследовался методом двойного изотопного разбавления в пиритах следующих месторождений Карийской РМС: Амурская дайка, Дмитриевское, Сульфидное, Богоча и Пильное. Для Апрелковской РМС исследовался изотопный состав свинца в пиритах и арсенопиритах руд месторождения Погромное.

Важнейшие положения модели изотопной эволюции свинца полиметаллических месторождений Аргунского и Западно-Станового террейнов, которые изложены в **[3]**, заключаются в следующем. Месторождения к северу от Монголо-Охотской сутурной зоны, расположенные в пределах Западно-Станового террейна, имеют мантийный источник вещества (тренд I на рисунке), а месторождения Аргунского террейна, представляющего собой по сути фрагмент

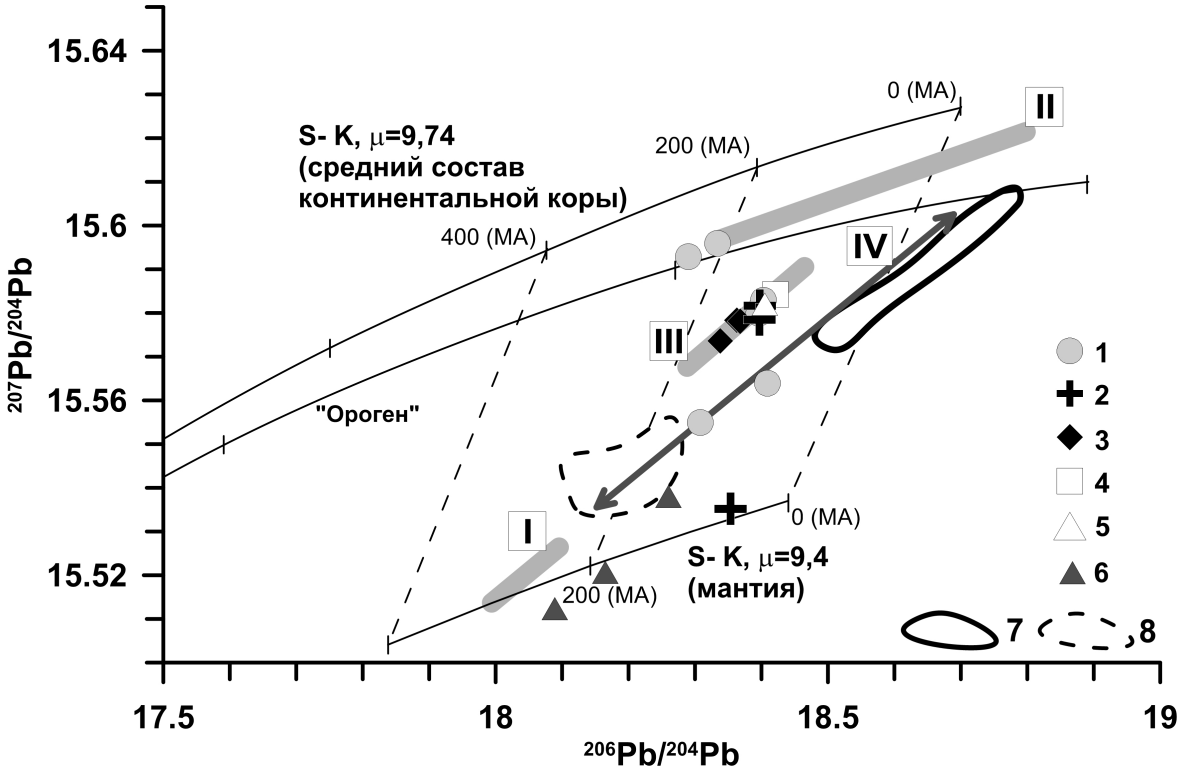


Диаграмма зависимости $^{207}Pb/^{204}Pb$ от $^{206}Pb/^{204}Pb$ для пиритов и арсенопиритов золотосодержащих руд месторождений Восточного Забайкалья: Карийской (1 – Амурская дайка; 2 – Дмитриевское; 3 – Сульфидное; 4 – Богоча; 5 – Пильное) и Апрелковской (6 – Погромное) рудно-магматических систем. Полями показаны составы свинцов пород шошонит-латитовой (7) и трахибазальтовой (8) серий Восточного Забайкалья. Линия эволюции изотопного состава Pb для «Орогена» дана по **[5]**; сплошные линии соответствуют изотопной эволюции свинца по модели Стейси-Крамерса (S-K) **[4]**. Тренды (**I**) и (**II**) показывают эволюцию свинца в «мантийном» и «коровом» источниках по **[3]**, а тренд (**III**) – в палеозойской коре Ононского террейна. Линией (**IV**) показана возможная линия смешения между «мантийным» и «коровым» источниками свинца, намеченная по тренду пород Акатуевского массива (шошонит-латитовая серия) и пород трахибазальтовой серии.

неопротерозойского орогенного пояса, имеют коровый источник вещества (тренд II на рисунке), сопоставимый с линией эволюции изотопного состава свинца в «Орогене» (рисунок) по модели плюмботектоники **[5]**.

Новые материалы авторов позволяют существенно дополнить модель, предложенную в **[3]**. В рудах Апрелковской и Карийской РМС, локализованных в пределах Ононского террейна аккреционного клина, широко проявлены «мантийные» изотопно-свинцовые метки (рисунок, Погромное и Дмитриевское месторождения). Руды с коровым источником типа «Ороген» представлены всего двумя составами, принадлежащими Амурской дайке. Сама дайка представлена «гибридными» порфирами, содержащими в относительно основной матрице гигантские резорбированные ксенокристы калиевого полевого шпата, что, очевидно, указывает на смешение мантийных и коровых расплавов при ее формировании.

Наиболее широкое распространение имеют изотопные составы свинца, промежуточные между трендами «мантийных» и «коровых» источников. Среди этих промежуточных составов можно выделить две группы. К одной из них можно отнести два состава руд «гибридной» Амурской дайки Карийской РМС, которые лежат на линии смешения «мантийного» и корового («Ороген») источников вещества, намечаемых составами магматических пород трахибазальтовой и шошонит-латитовой серий Восточного Забайкалья (тренд IV на рисунке). Другая группа составов рудных свинцов месторождений Богоча, Сульфидное, Пильное, а также единичные составы рудных свинцов месторождений Дмитриевское и Амурская дайка образуют компакт-

ный пологий тренд (III, рисунок) несколько ниже корового тренда (II) рудных свинцов месторождений Аргунского террейна и линии эволюции свинца в коровом источнике типа «Ороген» плюмботектонической модели.

Можно предположить, что тренд III (рисунок) характеризует линию изотопной эволюции свинца в относительно менее радиогенной палеозойской ювенильной коре Ононского террейна аккреционного клина Монголо-Охотского орогенного пояса, сравнительно с таковой в более древней и радиогенной коре неопротерозойского (рифей-вендского) возраста Аргунского террейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-00850, 13-05-12026_офи_м, 14-05-00887, ИП 99, ИП 87, ИП 11.

[1] *Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А.* Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новоисбирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. 291 с.

[2] *Антипин В.С.* Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, 1992. 210 с.

[3] *Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С. и др.* Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава Pb) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 4. С. 282–294.

[4] *Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26, № 2. P. 207–221.

[5] *Zartman R.E, Doe B.R.* Plumbotectonics – the model // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135–162.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗИТОВ ОФИОЛИТОВОГО ПАРАГЕНЕЗА ГОР СЕВЕРНОЙ, ЗЕЛЕНОЙ И БАРХАТНОЙ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Н.А. Дугарова

Томск, Томский государственный университет, nadyadugarova@mail.ru

Одной из древних структур Алтае-Саянской складчатой области (АССО) является Кузнецкий Алатау, представляющий собой северо-западный сегмент области. Это сложное геологическое сооружение, сформированное в результате каледонской коллизии островодужных систем к консолидированному блоку Сибирского кратона и состоящее из трех палеотектонических ансамблей (снизу вверх): а) фрагментов позднепротерозойской субокеанической коры; б) раннесреднекембрийских островодужных комплексов; в) позднекембрийских – раннеордовикских континентально-окраинных и сопутствующих им раннепалеозойских рифтогенных или внутриплитных формаций. Для региона характерен «мозаичный» (или блоковый) структурный стиль, обусловленный развитием тектонических нарушений северо-западного и субмеридионального простирания **[1]**. Фрагменты субокеанической коры представлены магматическими ассоциациями, характерными для типичного офиолитового разреза **[1–3]**, которые образовались при развитии океанической коры в рифее **[4, 5]**. Среди них наиболее представительными являются офиолиты северного склона Кузнецкого Алатау в районе гор Северной, Зеленой и Бархатной, характеризующиеся поясовым развитием вдоль главного линеамента хребта.

Главные петрографические разновидности основных пород базит-ультрабазитовой ассоциации распространены во внутренней части полукольцевой структуры гор Северной, Зеленой, Заячьей и Бархатной **[2]**. Характерной особенностью данных пород является наличие признаков регионального метаморфизма, выраженное в повсеместной амфиболизации темноцветов и замещении плагиоклазов.

Для определения степени метаморфического преобразования базитов были исследованы химические составы амфиболов и полевых шпатов. При помощи Hb-Pl геотермобарометра **[6]** и Ca/(Ca+Na+K) и Ca/Al отношений в амфиболах и плагиоклазах **[7]** также было установлено, что пик прогрессивного метаморфизма метагабброидов Бархатного массива (обр. Бх – 1/3) соответствует 530–550 °С (550 °С) при давлении 4–8 кбар, а метагабброидов из гор Северной и Зеленой (обр. Зс – 23/4) – 530–580 °С (570 °С) при давлении 2–6 кбар. Регрессивный метаморфизм для данных пород характеризуется следующими условиями: 450–500 °С и 2–3 кбар в Бархатном массиве и 450–500 °С и 2–5 кбар для базитов гор Северной и Зеленой.

По петрохимическим параметрам исследуемые породы офиолитовой ассоциации могут быть отнесены к продуктам натриевой толеитовой петрохимической серии, типичным для магматизма собственно океанических структур (MORB). Однако постоянно наблюдается осложнение признаками известково-щелочных производных **[8]**. Различная степень дифференцированности вещественного состава ультрамафит-мафитовых ассоциаций намечается и по спектрам распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). В частности, в отдельных разновидностях мафитов, развитых на склонах гор Бархатной, Северной и Зеленой, не обнаружено существенной дифференциации РЗЭ (La/Yb=1–2; La/Sm=1.0–1.5). Следует отметить, что с появлением в этих породах плагиоклаза наблюдается европиевый максимум. В целом характер распределения РЗЭ пород соответствуют базальтам MORB. В других разновидностях, напротив, следует обратить внимание на преобладание легких лантаноидов над тяжелыми при слабовыраженном европиевом минимуме. При этом форма спектров распределения РЗЭ в данных породах приближена к образованиям островодужных систем. На мультиэлементных диаграммах, как и в случае РЗЭ, кривые распределения характеризуются общим положительным наклоном с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb, Ta, а в отдельных случаях Hf, Zr, и Th, и с положительной аномалией Sr, которые часто фиксируются в продуктах островодужного магматизма.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие основные выводы:

1) минералогические особенности базитов офиолитового парагенеза гор Северной, Зеленой и Бархатной предполагают два типа метаморфических преобразований до уровня эпидот-амфиболитовой фации. Первый тип установлен в метагабброидах г. Бархатной и характеризуется умеренным температурным градиентом (30 °С/км) и относительно более высоким давлением (стадия обдукции океанической коры). Второй тип метаморфизма характеризуется более высоким температурным градиентом (45–50 °С/км) и низким давлением (коллизионные процессы);

2) изученные породы по своим петрохимическим и геохимическим параметрам соответствуют продуктам магматизма как срединно-океанических хребтов, так и островодужных систем, областей задугового спрединга или надсубдукционных зон, что может быть объяснено тектоническим совмещением разнородных блоков океанической коры в сутурных зонах складчатых областей.

[1] *Краснова Т.С., Гертнер И.Ф., Уткин Ю.В.* Перспективы платиноносности офиолитов Кузнецкого Алатау // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы научной конференции. Томск: ЦНТИ, 2001. Вып. 2. С. 229–235.

[2] *Коновалова О.Г., Прусевич Н.А.* Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 166 с.

[3] *Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышов А.И.* Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива). Новосибирск: Наука, 1982. 105 с.

[4] *Руднев С.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Серов П.А.* Позднерифейские плагиограниты Кузнецкого Алатау: состав, возраст и источники // ДАН. 2006. Т. 410, № 6. С. 1–7.

[5] *Gertner I.F., Bayanova T.B., Krasnova T.S., Vrublevskii V.V., Sayadyan G.R.* Age and matter sources of ophiolites of the Kuznetsk Alatau, SW Siberia: new Sm-Nd isotope data // Mineralogical Magazine. 2013. V. 77, № 5. P. 1159.

[6] *Плюснина Л.П.* Экспериментальное исследование равновесий метабазитов, геотермобарометрия // Эксперимент в решении актуальных задач геологии: сборник научных трудов. М.: Наука, 1986. С. 174–183.

[7] *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.

[8] *Дугарова Н.А.* Геодинамические условия формирования офиолитов гор Северной, Зеленой и Бархатной (Кузнецкий Алатау) // Геология в развивающемся мире: сборник научных трудов (по материалам V научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых). Пермь: ПГНИУ, 2012. Т. 1. С. 76–79.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ МОНГОЛИИ ПО ДАННЫМ О ПАРАМЕТРАХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ

С. Дэмбэрэл, А.В. Ключевский**, Г. Баяраа**

*Улаанбаатар, Монголия, Научно-исследовательский центр астрономии и геофизики АН Монголии (RCAG MAN), demberel@rcag.ac.mn
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, akluchev@crust.irk.ru

Фундаментальный интерес к сейсмичности Монголо-Байкальского региона обусловлен тем, что исследованиями этой области суперпозиции плейттектонических и рифтовых деформаций закладывается успех в понимании современной геодинамики и геотектоники Центральной Азии. Существующие геологические, геофизические и геодезические материалы позволяют прийти к выводу, что тектоническая структура, геологическая зональность, напряженно-деформированное состояние литосферы, современная геодинамика и сейсмичность региона формируются взаимодействием двух основных механизмов тектоногенеза. Это, во-первых, механизм автономного саморазвития региона и, в первую очередь, подвижного Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) **[1, 2]**. Во-вторых, это плейттектонический механизм внешнего квазистационарного глобального действия на подвижный пояс и другие структурные элементы региона **[3]**. Суперпозиционное взаимодействие основных механизмов тектоногенеза формирует на различных иерархических уровнях литосферы сложные пространственно-временные перемещения литосферных блоков по зонам разломов с генерацией землетрясений, в том числе и катастрофических.

Один из основных факторов, задающих и контролирующих проявления сейсмичности, – напряженно-деформированное состояние литосферы. Известно, что значительная часть территории Монголии расположена в высокосейсмичных областях ЦАСП и подвержена частым и сильным землетрясениям **[4]**. Только в XX в. здесь произошло более 60 землетрясений с магнитудой M>5.5 (интенсивностью от 7 до 11–12 баллов). Среди них десятки землетрясений вызвали крупные нарушения земной поверхности, а сейсмические катастрофы 1905 (Болнайские), 1931 (Фуюньское) и 1957 (Гоби-Алтайское) гг. сопровождались сейсмотектоническими деформациями протяженностью до нескольких сотен километров. Судя по сохранившимся следам древних землетрясений и летописным сведениям, подобные и, возможно, более грандиозные сейсмические события происходили здесь в исторически недавнем прошлом. Изучение землетрясений Монголии относится к фундаментальной научной проблеме современной геодинамики и сейсмичности ЦАСП и имеет важное прикладное значение. В рамках этой проблемы для решения вопросов об источниках формирования и эволюции современного геодинамического и сейсмического процессов в литосфере Монголии по данным о параметрах сейсмических источников нами исследуется напряженное состояние на различных иерархических уровнях среды.

Параметры напряженного состояния глубин литосферы, как правило, недоступны для непосредственного измерения и могут оцениваться косвенно по результатам наблюдений в пространстве и времени некоторых величин, являющихся функционалами параметров. Это обстоятельство приводит к проблеме идентификации напряженного состояния в широком смысле, заключающейся не только в оценивании параметров, но и в определении его пространственно-временной и энергетической структуры. Структура и динамика напряженного состояния литосферы могут описываться набором некоторого числа упругих и сейсмических характеристик, в том числе и параметров очагов землетрясений, с последующей интерпретацией в терминах и понятиях напряженного состояния среды. При изучении совокупностей параметров исследуются структуры состояний, а при анализе их через определенные промежутки времени изучается динамика напряженного состояния.

При изучении структуры и динамики напряженного состояния литосферы Монголии нами использованы данные 23742 землетрясений с энергетическим классом $5 \le K_P \le 14$, зарегистрированных на территории Монголии с 1970 по 2000 г. Проведена большая подготовительная

работа, и унифицированные данные сейсмических событий из «Каталога землетрясений Монголии» и «Бюллетеня землетрясений Монголии» переведены в цифровой вид. Созданы базы входных данных, на основе которых выполнено определение динамических параметров очагов землетрясений примерно половины зарегистрированных землетрясений Монголии. Для толчков с $K_P \geq 8$ эта цифра увеличивается до 66 %, для землетрясений четырех областей и пяти районов представительность изменяется от 50 до 80 %. С целью расширения частотного диапазона были привлечены к обработке записи российских сейсмостанций, оснащенных длиннопериодной аппаратурой. Поскольку все сильные землетрясения с $K_P \geq 15$ не имеют определений, а из 16 толчков с $K_P=14$ только у трех были вычислены динамические параметры очагов, нами использованы фокальные параметры 84 землетрясений Монголии с магнитудой $M \geq 4$ **[5]**.

Для изучения и описания структуры и динамики напряженного состояния литосферы используются коэффициенты пропорциональности b_M в уравнениях корреляции логарифма сейсмического момента и энергетического класса землетрясений, а также среднегодовые сейсмические моменты землетрясений каждого энергетического класса. Применяемая временная дискретизация материалов составляет один год, пространственная дискретизация отражает четыре области (разделение на Север и Юг по широте 48°, на Запад и Центр по долготе 95–96°) и пять районов (по картам плотности эпицентров землетрясений выделены пять сейсмоактивных территорий). С целью лучшего понимания динамики напряженного состояния литосферы Монголии результаты исследования представлены в виде обычных графиков и в виде фазовых диаграмм. Используемые нами различные представления и пространственно-временная дискретизация фактического материала направлены на улучшение понимания напряженного состояния среды и процессов, обусловивших значимые изменения сейсмических моментов землетрясений в определенные промежутки времени.

Уравнения парной линейной корреляции логарифма сейсмического момента и энергетического класса толчков рассчитаны для десяти исследуемых территорий. Установлено, что значимые отклонения от среднего по всем территориям значения $b_M=0.502$ в сторону уменьшения коэффициента наблюдаются для территории Булная ($b_M=0.486$) и Орхон-Толы ($b_M=0.468$), а повышение коэффициента b_M – для Юга и Гоби-Алтая ($b_M=0.518$). Такое противоположное значимое расхождение коэффициентов b_M северных и южных районов Монголии может указывать на различный характер напряженного состояния литосферы этих территорий. На остальных территориях отличия коэффициента b_M от среднего не превышают стандартного отклонения. Аналогичные уравнения вычислены по годовым выборкам данных Монголии, четырех областей и пяти районов. Сопоставление графиков годовых коэффициентов b_M Монголии и четырех областей указывает на совпадающую в целом динамику изменений b_M. Имеются три периода колебательных и достаточно плавных, без резких «скачков», вариаций коэффициента b_M, корреспондирующиеся с тремя перестройками напряжений в литосфере Байкальской рифтовой системы (БРС). Максимальным «скачком» выделяется Запад в 1980 г. Различия графиков в другие годы не превышают стандартного отклонения. Можно отметить, что флуктуации коэффициента b_M минимальны на Юге, они отражают стабильность напряженного состояния этого блока литосферы в исследуемый интервал времени.

Более изменчива динамика коэффициента b_M для территорий пяти районов, однако отмеченные для областей периоды согласованных колебаний сохраняются. Из-за уменьшения количества используемых землетрясений возрастает разброс точек на графиках, их стандартные отклонения также увеличиваются. Наиболее существенные отклонения происходят в Хубсугуле, Булнае и Орхон-Толе, а максимальные отклонения от общей тенденции графиков – в Монгольском Алтае в 1980 г. Это указывает, скорее всего, на относительную неустойчивость напряженного состояния литосферы этих районов, являющихся своего рода «буферной зоной» между активной литосферой БРС и литосферой остальной Монголии. Минимальные вариации коэффициента b_M сохраняются в Гобийском Алтае, подтверждая устойчивость напряженного состояния этого блока литосферы.

Согласно решениям фокальных механизмов, отношение чисел сброс/сдвиг/взброс равно 9/42/33. Все четыре сильнейшие землетрясения Монголии с магнитудой выше 8 имели сдвиговый тип подвижки. Из трех землетрясений с магнитудой $7 \leq M < 8$ два сдвига и один взброс. Для землетрясений в диапазоне магнитуд $6 \leq M < 7$ соотношение типов подвижки составляет 0/5/6.

Среди землетрясений с магнитудой $5 \le M < 6$ появляются сбросы – соотношение типов подвижки составляет 3/21/15. Для толчков с магнитудой $4 \le M < 5$ соотношение типов подвижки составляет уже 6/10/11, т.е. число толчков-сбросов становится сопоставимо с числами толчков других видов подвижек. Приведенные оценки подтверждают информацию Д. Дозер **[6]** о различии в ориентации осей главных напряжений, полученных при обработке слабых толчков и землетрясений с магнитудой $M \ge 4.5$. Анализ частоты реализации типа подвижки по разлому в четырех областях Монголии показал на отсутствие сбросов в южной части Монголии. На Севере, Юге и в Центре происходят преимущественно сдвиги (>50 %), на Западе преобладают взбросы.

Проведенное исследование показывает, что напряженное состояние литосферы Монголии имеет структуру с одним квазиустойчивым аттрактором, соответствующим преобладающему сдвиговому режиму сейсмотектонического деформирования в условиях $S_H > S_V > S_h$. Во временной структуре имеются колебания, обусловленные, вероятно, активизациями литосферы БРС. Пространственная структура напряженного состояния литосферы неоднородна. В энергетической структуре напряженного состояния литосферы наблюдаются изменения, которые могут быть вызваны как уменьшением максимальных вертикальных S_V, так и увеличением горизонтальных напряжений S_H и S_h.

[1] *Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Baikal rift zone: structure and geodynamics // Tectonophysics. 1992. V. 208. P. 273–286.

[2] *Klyuchevskii A.V.* Rifting attractor structures in the Baikal rift system: location and effects // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 88. P. 246–256.

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

[4] *Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A. et al.* Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings // Geological Society of America Memoir. 1993. V. 181. 59 p.

[5] *Focal mechanisms of earthquakes in Mongolia*. Coordinators of map: Radziminovich N., Demberel S. Irkutsk–Ulaanbaatar: IEC SB RAS, RCAG MAN, 2011.

[6] *Doser D.I.* Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. 1991. V. 196. P. 87–107.

ЛАМПРОИТЫ КАРНИЙСКОГО ВОЗРАСТА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ И ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ АЛМАЗОНОСНОСТЬ: НОВЫЕ ДАННЫЕ $^{40}Ar/^{39}Ar$ ДАТИРОВАНИЯ

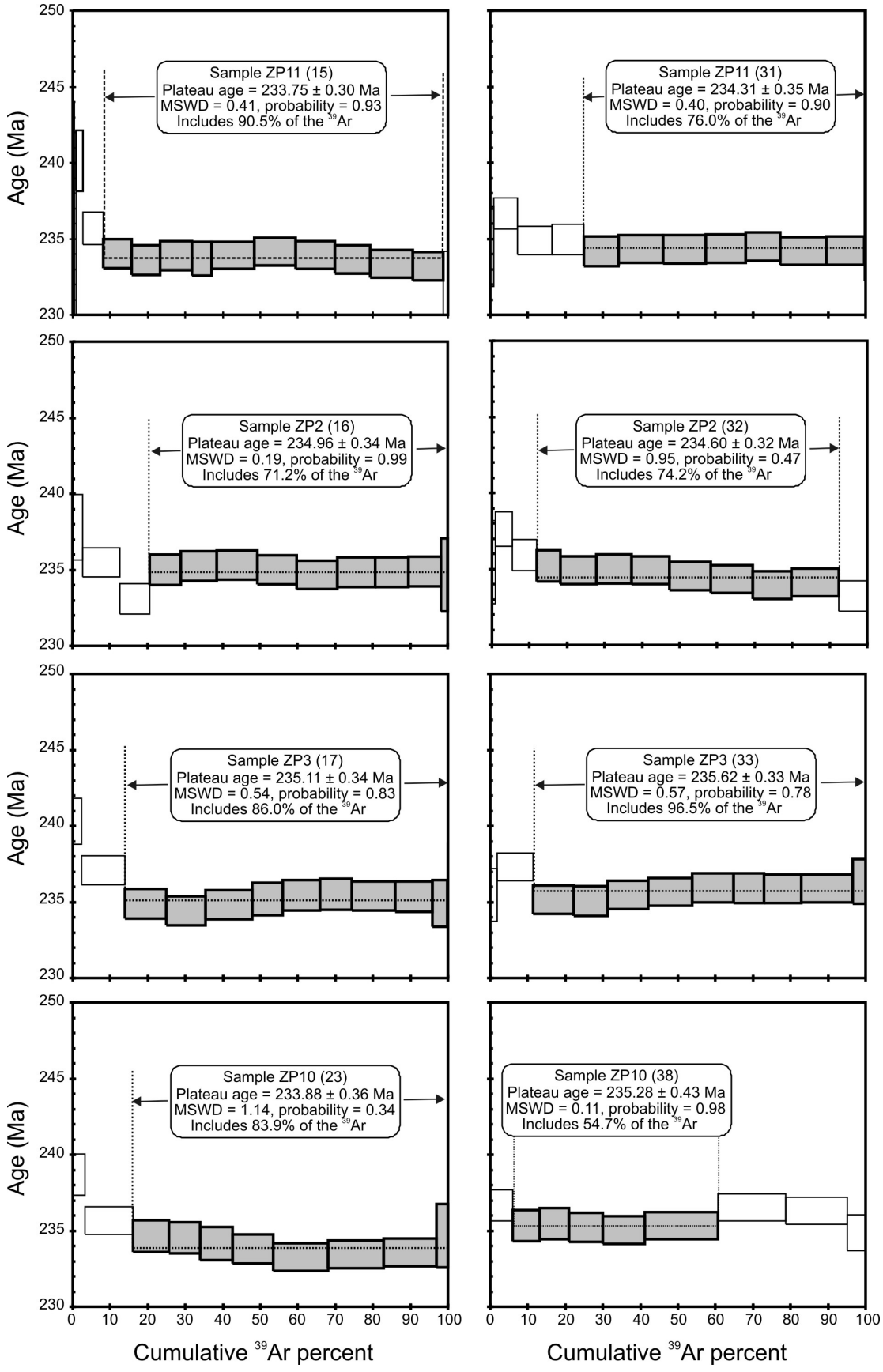
А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова*, В.В. Рябов***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru
**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Считается, что некимберлитовый тип алмазов V разновидности, обнаруживаемый в том числе в ураганных концентрациях в россыпях раннекарнийского возраста на северо-востоке Сибирской платформы **[1, 2]**, генетически связан с лампроитовым магматизмом **[3, 4]**. Наиболее алмазоносные толщи приходятся непосредственно на горизонты туфов. Иными словами, значения возраста магматизма и россыпеобразования близки. Однако достоверно лампроитовые тела нижнекарнийского возраста на Сибирской платформе не были известны. Единственная датировка, полученная $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом в двух лабораториях (в Институте геологии и минералогии Китайской академии наук, г. Пекин, и в Институте земной коры СО РАН, г. Иркутск) по образцу лампроитовой дайки (обр. ZP-10) из Норильского рудного района, позволяла неоднозначное толкование. Датирование в Пекинской лаборатории проводилось по образцу, предварительно протравленному плавиковой кислотой. Полученное значение возраста составило 238.3±0.8 млн лет, тогда как в иркутской лаборатории датировались две аликвоты того же самого образца, значения возраста которого составили 235.3±0.7 млн лет и 235.5±0.5 млн лет **[5]**. Обе лаборатории для расчета возраста использовали согласованные значения стандартов. Соответственно датировки статистически отличаются друг от друга. Кроме того, рассчитанные значения приведены относительно конвенциальных констант распада ^{40}K **[6]**, которые, как признается в последние годы **[7–9]**, приводят к систематическому омоложению K-Ar датировок (и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировок с соответствующими значениями возраста стандартов) примерно на 1 % относительно U-Pb датировок. Таким образом, датировки лампроитовой дайки соответствуют 240 или 238 млн лет в U-Pb системе координат, в зависимости от того, данные какой лаборатории принимать за основу. Согласно современной хроностратиграфической шкале, основывающейся для триаса на данных U-Pb датирования, нижняя граница карния приходится на ~235 млн лет назад. Иными словами, опубликованные датировки по лампроитовой дайке ZP-10 не подтверждали (хотя и не опровергали) лампроитовый источник алмазов V разновидности.

Для уточнения возраста лампроитового магматизма Сибирской платформы нами были дополнительно датированы $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом в лаборатории Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) четыре образца лампроитовых даек из Норильского рудного района, включая обр. ZP-10. С каждого образца отбиралось по две аликвоты, которые для контроля за вариациями J-фактора помещались в разных концах облучаемой ампулы. Для оценки J-фактора использовался стандарт мусковита BERN4M. Ему присваивалось значение возраста 18.885 млн лет, которое позволяет сразу рассчитывать возраст образца в полном согласии с U-Pb системой координат. Измерения осуществлялись с использованием геохронологического комплекса ARGUS VI, включающего одноименный пятиколлекторный масс-спектрометр, систему очистки газа и высоковакуумную печь.

В результате $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования получены четыре пары возрастов. Обр. ZP-10 оказался неоднородным. Одна из аликвот дала возраст плато 233.88±0.36 млн лет, а другая – 235.28±0.43 млн лет. Эти значения отличаются друг от друга и моложе ранее опубликованных значений **[5]**. С точки зрения статистики, первая из двух датировок характеризуется низкой (0.34) вероятностью того, что все ступени относятся к единому распределению, тогда как хотя вторая датировка и имеет высокую вероятность (0.98), но плато составляет всего 57 % выделившегося ^{39}Ar (например, программа ISOPLOT, использовавшаяся для расчета возрастов, по умолчанию для статистически значимого «плато» принимает не менее 60 % выделившегося ^{39}Ar). Иными словами, образец ZP-10 оказался неоднородным, что объясняет рассогласование датировок, опубликованных ранее **[5]**.



Диаграммы ступенчатого нагрева для лампроитов Норильского района Сибирской платформы. Цифры в скобках означают порядковый номер образца в ампуле, от которого зависит используемый для расчета возраста J-фактор.

По две аликвоты трех других образцов дали согласующиеся значения возраста со статистически достоверными «плато»: обр. ZP-11 – 233.75±0.30 млн лет и 234.31±0.35 млн лет, ZP-2 – 234.96±0.34 млн лет и 234.60±0.32 млн лет, ZP-3 – 235.11±0.34 млн лет и 235.62±0.32 млн лет (рисунок).

Таким образом, наши результаты показывают, что как минимум часть датированных лампроитовых даек внедрялась в самом начале карнийского времени, подтверждая генетическую связь алмазов V разновидности Сибирской платформы с лампроитовым магматизмом. Другая часть датированных образцов указывает на их прекарнийский или нижнекарнийский возраст, говоря о возможной полихронности лампроитового магматизма в пределах первых миллионов лет.

[1] *Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К.* Осадочно-вулканогенная природа грубообломочных отложений карнийского яруса северо-восточного обрамления Сибирской платформы – нового типа коренных источников алмазов // Отечественная геология. 2010. № 6. С. 3–13.

[2] *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липатова А.Н.* Типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых тел Сибирской платформы в связи с прогнозированием и поисками месторождений алмазов // Вестник Воронежского университета. Сер. геол. 1999. № 7. С. 155–166.

[3] *Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Смелов А.П., Граханов С.В., Лобанов С.С., Шелестов В.О., Николенко Е.И.* Верхнетриасовый этап магматической активности с участием лав лампроитового состава северо-востока Сибирской платформы: свидетельства в осадочной летописи // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 153–154.

[4] *Летникова Е.Ф., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Изох А.Э., Николенко Е.И.* Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы // ДАН. 2013. Т. 451. С. 193–196.

[5] *Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V.* Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // Earth-Science Reviews. 2013. V. 122. P. 58–76.

[6] *Steiger R.H., Jäger E.* Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 6. P. 359–362.

[7] *Иванов А.В.* Систематическое различие между U-Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировками: причина и способ учета // Геохимия. 2006. № 10. С. 1125–1131.

[8] *Min K., Mundil R., Renne P.R., Ludwig K.R.* A test for systematic errors in $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology through comparison with U–Pb analysis of a 1.1 Ga rhyolite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000. V. 64. P. 73–98.

[9] *Renne P.R., Mundil R., Balco G., Min K., Ludwig K.R.* Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}Ar^*/^{40}K$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. V. 74. P. 5349–5367.

СВЯЗЬ ПЛАТИНОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ С КРУПНЫМИ ИЗВЕРЖЕННЫМИ ПРОВИНЦИЯМИ

А.Э. Изох

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

Более 90 % добычи элементов платиновой группы приходится на ЮАР и Россию. Большинство промышленных месторождений связано с ультрамафит-мафитовыми интрузивами. Выделяется два высокопродуктивных типа платиновых месторождений: сульфидный Cu-Ni-ЭПГ в пикритовых интрузивах (Норильск, Джинчуань) и малосульфидный платино-палладиевый в расслоенных ультрамафит-мафитовых плутонах (Бушвельд, Великая Дайка, Стиллуотер, Скаергаард). Детальный обзор платиновых месторождений мира и генетических аспектов их формирования дан в работе В. Майера **[1]**. Российским платиноносным ультрамафит мафитовым ассоциациям в нем уделено мало внимания. Платиноносные ультрамафит-мафитовые интрузивы установлены на Кольском полуострове, в Карелии, в Сибири, на Дальнем Востоке и Камчатке. Они проявились в широком диапазоне времени от 2500 до 75 млн лет. Все они отвечают мантийному внутриплитному магматизму соответствующих LIP.

На Кольском полуострове, в Карелии и в Финляндии выделяется две LIP – 2500 и 2450 млн лет **[2]**. В состав первой LIP входит Кольский пояс рудоносных интрузивов, приуроченный к палеопротерозойской рифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структуре. В него входят массивы г. Генеральской, многофазный Мончегорский интрузив, включая массив Выручуайвенч, Имандровский лополит и Федорово-Панский интрузивный комплекс. Для Мончегорского ультрамафит-мафитового плутона характерно сложное многофазное строение: совмещение как хромитовых (с PGE) и сплошных Cu-Ni-PGE руд, так и малосульфидных горизонтов, которые приурочены к пироксенитам (пласт Сопча) или к анортозитам (массив Выручуайвенч). Федорово-Панский интрузивный комплекс также характеризуется сложным многофазным строением и сопровождается промышленным малосульфидным оруденением. При этом малосульфидное платиновое оруденение приурочено к продуктам кристаллизации более поздних порций магм, секущих уже закристаллизованные расслоенные толщи ранней фазы **[2]**.

В Карелии с платиноносным ультрамафит-мафитовым магматизмом LIP 2450 млн лет, который широко распространен в Финляндии, связано формирование массива Киваккa и Луккулайсваара и Бураковский интрузив. Для массива Киваккa характерно ритмичное строение и присутствие непромышленного малосульфидного оруденения в верхней лейкократовой части расслоенной серии. Для массива Луккулайсваара также характерно ритмичное внутреннее строение и наличие нескольких малосульфидных платиновых горизонтов.

К раннепротерозойской LIP (1880 млн лет) в Сибири относятся расслоенные интрузивы чинейского комплекса (Чинней, Луктур, Верхнесакуканский). По возрасту они хорошо сопоставляются с плюмовым магматизмом Fox River Sills в Канаде. Для Чинейского массива характерно многофазное строение и совмещение Fe-Ti-V и Cu-PGE оруденение. По особенностям состава пород расслоенной серии он сопоставляется с верхней частью Бушвельдского плутона **[3]**. Вкрапленная Cu-Ni минерализация приурочена к силлу оливинового габбро-норита, расположенного в подошве главной фазы интрузива. Выделяются также экзоконтактовые существенно медные руды с более высокими концентрациями Pd (участок Рудный). Показано, что сульфидные платино-никелево-медные руды являются результатом длительно развивающейся магматической системы, их образование происходило на разных стадиях – от собственно магматической до постмагматической, на которой были сформированы экзоконтактовые руды в осадочных породах **[4]**.

К Франклинкской LIP (725 млн лет) в южном обрамлении Сибирского кратона относятся Йоко-Довыренский дунит-троклолит-габбро-норитовый интрузив Северного Прибайкалья, сопровождающийся малосульфидным платиновым оруденением в верхней части расслоенной

серии, Кингашстий массив в Восточном Саяне, с которым связаны массивные Cu-Ni-PGE руды **[5]**. К этой же провинции следует относить и многочисленные существенно ультрамафитовые массивы Алхадырского блока, которые несут признаки платиновой минерализации и по своим характеристикам сопоставляются с Йоко-Довыренским и Кингашским массивами. Для интрузивов этого возрастного рубежа, в отличие от протерозойских расслоенных интрузивов, характерна другая последовательность кристаллизации (Ol-Pl-Cpx-Opx), обусловленная отличиями в составе исходных магм. Если для раннедокембрийских массивов родоначальные магмы характеризуются высокими содержаниями SiO_2 и высокой магнезиальностью (бонинитоподобный расплав), что обусловливает раннюю кристаллизацию ортопироксена и широкое распространение в расслоенной серии гарцбургитов, ортопироксенитов и норитов, то для рифейских и фанерозойских этапов подобные расплавы не характерны. Характерны пикритовые или анкарамитовые магмы, что обусловливает широкое распространение троктолитов и оливиновых габбро или верлитов.

Для формирования платиновых месторождений необходимым условием является высокая степень плавления мантийного субстрата, высокие содержания ЭПГ в родоначальных расплавах, большие объемы магм и формирование системы эшелонированных промежуточных камер, в которых происходит насыщение расплавов серой и сульфидно-силикатная ликвация. Высокие содержания ЭПГ характерны для различных возрастных рубежей крупных изверженных провинций, связанных с глубинными мантийными плюмами. На примере Сибирского, Таримского и Эмейшаньского плюмов показано, что для центральных частей суперплюмов характерны высокопродуктивные платиновые месторождения, в том числе и месторождения Норильского района, а также высокое содержание PGE в магмах **[6, 7]**.

[1] *Maier W.D.* Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria // Journal of African Earth Sciences. 2005. V. 41. P. 165–191.

[2] *Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф.* Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 5. С. 357–373.

[3] *Гонгальский Б.И., Изох А.Э., Кривенко А.П., Криволуцкая Н.А., Толстых Н.Д.* Гигантские концентрации меди в месторождениях Кодаро-Удоканского района (Северное Забайкалье). Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности формирования и размещения. М.: ИГЕМ, 2004. С. 206–218.

[4] *Толстых Н.Д., Орсоев Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э.* Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.

[5] *Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсоев Д.А., Колотилина Т.Б.* Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 11. С. 1319–1331.

[6] *Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.* Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.

[7] *Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1159–1187.

СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ИЛИН-ТАССКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (АРКТИКО-АЗИАТСКИЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОЯС)

Л.П. Имаева, В.С. Имаев* ****, Б.М. Козьмин**, К.Г. Маккей****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, imaeva@crust.irk.ru
**Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, b.m.kozmin@diamond.ysn.ru
***Восточный Лансинг, США, Университет штата Мичиган, mackeyke@msu.us
****Нерюнгри, Технический институт (Ф) Северо-Восточного государственного университета

Начало XXI в. ознаменовалось на северо-востоке Якутии увеличением сейсмической активности. Одним из ее значительных проявлений стало Илин-Тасское (Абыйское) землетрясение 14.02.2013 г. (M_s=6.9), относящееся к самым сильным сейсмическим событиям, зарегистрированным за весь период существования на северо-востоке России сети региональных сейсмических станций. В современном структурном плане область проявления Илин-Тасского землетрясения приурочена к северо-восточному флангу Яно-Индигирского сегмента сейсмотектонической зоны Черского. Она включает фронтальные зоны контакта Колымо-Омолонского блока (Индигиро-Зырянский прогиб) и Илин-Тасского антиклинория, структуры которых отличаются высокой степенью сейсмической активности **[1]**.

Анализ кинематических типов активных разломов и деформаций в кайнозойских отложениях, установленных на северно-восточном фланге Яно-Индигирского сегмента, показал, что на этой территории развиты дизъюнктивы различного ранга и генезиса преимущественно надвиговой, взбросо-сдвиговой и сдвиговой динамики **[2–4]**. В структурно-тектоническом отношении эпицентральная зона Илин-Тасского землетрясения приурочена к северо-западному флангу области динамического влияния одноименного дизъюнктива, который входит в региональную сдвиговую систему Верхояно-Колымской складчатой области. Он трассируется по границе сочленения Илин-Тасского антиклинория с Индигиро-Зырянским прогибом и по данным структурно-геологических исследований представляет собой взбросо-сдвиг с левосторонней сдвиговой компонентой **[2, 4]**. В среднем течении р. Индигирки он проявляется в виде зоны кливажирования шириной около 2 км с падением плоскости сместителя на юго-запад под углом 60°. Здесь разлом образует веерообразные зоны сжатия в виде отдельных взбросов и надвигов, осложненных широким спектром складчатых деформаций в кайнозойских отложениях Индигиро-Зырянского прогиба.

На геологической схеме масштаба 1:500000 эпицентральная область Илин-Тасского землетрясения приурочена к системе активизированных разломов субширотного и северо-западного простирания, развитых на границе верхнеюрских сланцев и аргиллитов, слагающих сводово-глыбовую структуру Илин-Тасского антиклинория и палеоген-неогеновых песчано-глинистых отложений Индигиро-Зырянского прогиба. Главный толчок и его афтершоки локализованы в дуплексной структуре сжатия, тектонические деформации в которой соответствуют механизму очага Илин-Тасского землетрясения. Детальное структурно-геологическое изучение деформаций в зонах этих разломов показывает, что для них характерна преобладающая юго-западная виргация плоскостей, по которым висячие северо-восточные крылья дизъюнктивов надвинуты или взброшены на лежачие крылья. Вследствие этого верхнеюрские отложения бастахского уровня со значительной амплитудой (первые сотни метров – первые километры) перекрывают меловые, неогеновые и даже четвертичные отложения как предгорной части, так и основной части прогиба **[4]**. В плейстосейстовой области Илин-Тасского землетрясения также выявлен широкий спектр складчатых деформаций, где кайнозойские отложения Индигиро-Зырянского прогиба, на границе с блоком Андрей-Тас, дислоцированы в складки и надвиговые разрывы **[1, 4]**.

В Яно-Индигирском сегменте сейсмотектонической зоны Черского выделяется несколько максимумов сейсмической активности. Наиболее интенсивен из них сейсмический максимум блока Андрей-Тас, где наряду с многочисленными слабыми сотрясениями ранее отмечены

7-балльное Уяндинское событие 1984 г. с M_s=5.6, 6–7-балльное землетрясение 1999 г. с M_s=5.2, 8-балльное Андрей-Тасское событие 2008 г. с M_s=6.1. Была составлена карта изосейст Илин-Тасского землетрясения, показывающая распределение сейсмических колебаний на земной поверхности. Общая территория, охваченная сейсмическим воздействием, охватила более 500 тыс. км^2. Возможная интенсивность в эпицентре, согласно зависимости затухания макроэффектов с расстоянием при глубине очага 14 км и M_s=6.9, составила 9 баллов.

В итоге оказалось, что изосейсты-эллипсы были вытянуты в направлении с северо-востока на юго-запад вкрест простирания тектонических структур, развитых в сейсмотектонической зоне Черского. В Яно-Индигирском сегменте аналогичная особенность в простирании изосейст прослеживалась при Уяндинском землетрясении, а также Андрей-Тасском событии **[1]**. Для многих сильных землетрясений в пределах всей сейсмотектонической зоны Черского ранее были составлены схемы изосейст **[4]**. Для них обнаруживается четкая тенденция: все изосейсты, оконтуривающие территорию определенной балльности, представляли собой эллипсы, большая ось которых вытянута в северо-западном направлении вдоль простирания трасс главных сейсмоактивных разломов. Исключение составили лишь землетрясения сейсмического максимума блока Андрей-Тас.

Если сопоставить приведенную характеристику надвига по геологическим данным с параметрами фокального механизма Илин-Тасского землетрясения, определенного методом момента тензора центроида, то можно отметить их хорошую сходимость. Рабочей плоскостью разрыва в очаге можно считать плоскость NPI, которая ориентирована в северо-западном направлении (азимут 324º) с наклоном ее на юго-запад под углом в 43º. При этом напряжение сжатия (P) было горизонтально (угол с горизонтом 3º) и действовало в направлении северо-восток – юго-запад. Это соответствует надвиговому смещению в очаге землетрясения. Различие между плановым рисунком изосейст, которые вкрест простирания пересекают зоны активных тектонических нарушений в сейсмическом максимуме блока Андрей-Тасс, и контурами изосейст, расположенных вдоль трасс разломов в других частях сейсмотектонической зоны Черского, можно объяснить динамикой зоны максимального сжатия со стороны Колымо-Омолонского супертеррейна. В рассматриваемом районе в зоне контакта между Евразийской и Североамериканской плитами происходит накопление значительных тектонических напряжений, что способствует активизации сейсмотектонических процессов. Генеральное направление воздействия индентора определяется пространственным положением изосейст, которые под его влиянием оказались вытянутыми поперек структурных элементов в направлении северо-восток – юго-запад по азимуту в интервале 50–85°.

Результатом северо-восточного давления на Евразийскую плиту со стороны Североамериканской плиты стало формирование перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных правых и юго-восточных левых сдвигов, способствующих появлению на их окончаниях поперечных взбросов и надвигов. Следует отметить, что закономерное развитие разломов противоположной кинематики, расходящихся в разные стороны от индентора (одновременное развитие правых и левых сдвигов), типично для многих коллизионных зон и было детально изучено на структурах, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания в Альпийско-Гималайском поясе **[5–7]**.

Выявленная структурная организация сейсмогенных зон свидетельствует о том, что активные тектонические структуры хребта Черского развиваются в обстановке транспрессии (сжатия со сдвигом), обусловленной взаимодействием сближающихся Евразийской и Североамериканской литосферных плит, движущихся друг к другу с разными скоростями **[1, 4, 8]**. При этом наибольшим сейсмическим потенциалом будет обладать зона блока Андрей-Тас, куда направлены основные тектонические «усилия» со стороны Колымо-Омолонского супертеррейна, расположенного во фронтальной части Североамериканской плиты. Его генеральное северо-восточное направление (азимут 50–85°) совпадает с ориентацией большой оси эллипсов-изосейст, которые были установлены по данным наблюдений макросейсмических эффектов на земной поверхности при Уяндинском, Андрей-Тасском и Илин-Тасском землетрясениях **[1].**

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 12-05-00627а).

[1] *Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* Динамика очаговых зон сильных землетрясений северо-восточного фланга Момо-Селенняхских впадин // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 113–119.

[2] *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 1979. 207 с.
[3] *Гайдук В.В., Прокопьев А.В.* Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск: Наука, 1999. 160 с.
[4] *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
[5] *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
[6] *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С.* Внутриплитные структурно-кинематические парагенезы – индикаторы латеральных потоков в литосфере подвижных поясов и платформ // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 170–173.
[7] *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса // Труды ГИН РАН. Вып. 541. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
[8] *Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G. et al.* 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.

АНИЗОТРОПИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ КАК ИНДИКАТОР ИЗМЕНЕНИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА НА ПРИМЕРЕ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА УСТЬ-ОДИНСКИЙ (ПРЕДБАЙКАЛЬЕ)

А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова**, А.А. Щетников***, И.А. Филинов****

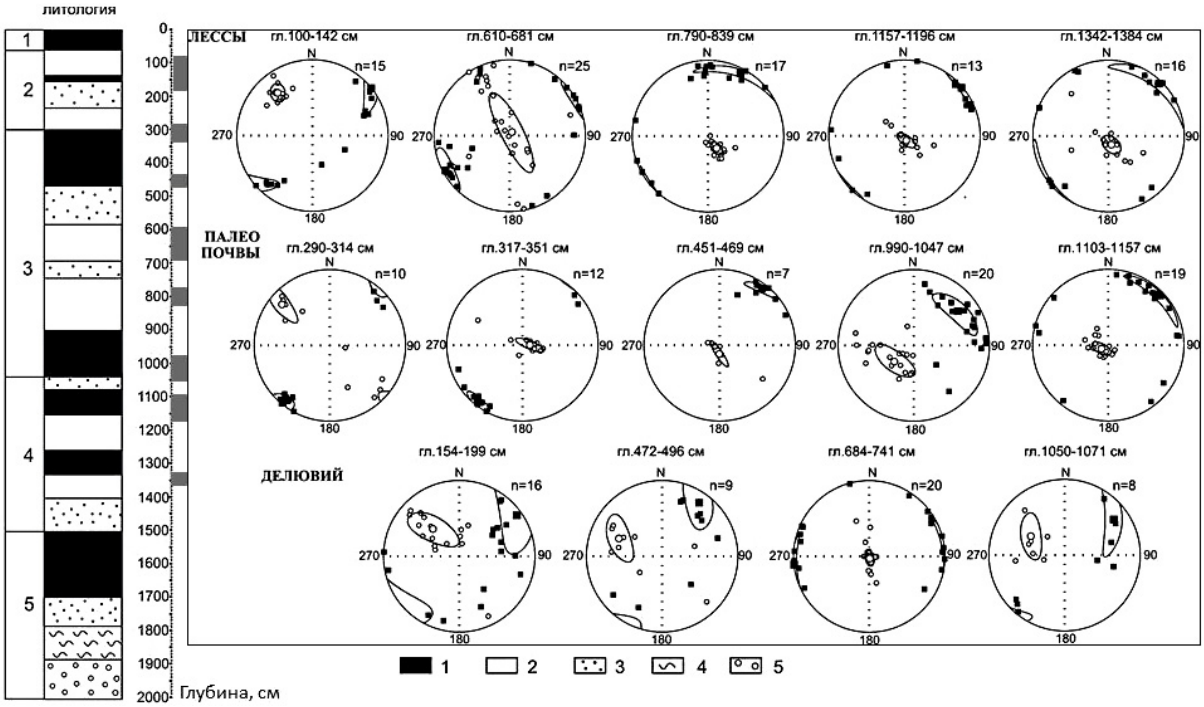
*Москва, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова, kazansky_alex@mail.ru
**Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
***Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shchet@crust.irk.ru

Магнитная текстура горных пород, определяемая по анизотропии их магнитной восприимчивости (AMS), является чувствительным индикатором изменений окружающей среды и климата **[1]**. В субаэральных отложениях, по данным AMS, можно определять направления палеотранспорта **[2]** и выявлять процессы, связанные с мерзлотными явлениями **[3]**. В качестве объекта исследований был выбран опорный Усть-Одинский разрез, расположенный на юге Иркутско-Черемховской равнины, на правом берегу р. Китой. На размытой поверхности юрских песчаников здесь залегает толща эолово-делювиальных и аллювиальных отложений верхненеоплейстоценового возраста с заключенными в них погребенными почвами. В структуре четвертичной части разреза выделяется пять стратиграфических горизонтов (рисунок): 1 – голоценовый (OIS1), 2 – сартанский (OIS2), 3 – каргинский (OIS3), 4 – муруктинский (OIS4), 5 – казанцевский (OIS5). Литостратиграфическое расчленение разреза по петромагнитным и гранулометрическим данным взято из работ **[4, 5]**.

Образцы для исследований AMS были отобраны из восьми интервалов разреза (рисунок) с шагом 3 см. Интервалы выбирались таким образом, чтобы охарактеризовать все литолого-генетические разности субаэральной части разреза. Измерения AMS выполнены с помощью каппа-моста MFK1-FA (AGICO, Чехия) в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН. Всего было изучено 212 образцов. AMS образцов сильно изменчива. Пределы изменений линейной (L) анизотропии 1.001–1.052; плоскостной (F) 1.005–1.094; общей (Pj) 1.007–1.123. При этом наблюдается высокая корреляция (0.90) между общей и плоскостной анизотропией, что говорит о частичной сохранности первичной (слоистой) магнитной текстуры. Самые высокие значения Pj>1.1 характерны для палеопочвенных горизонтов в интервалах 317–351 см и 990–1014 см, в этих же интервалах наблюдаются и высокие значения L и F.

Распределение главных осей AMS для различных горизонтов разреза представлено на рисунке. (Показаны только максимальная и минимальная оси, промежуточная ось для упрощения рисунка не показана). Очевидно, что часть отложений сохранила первичную магнитную текстуру: минимальные оси направлены субвертикально, максимальные рассеяны вдоль плоскости напластования. Это интервалы глубин 790–839 см, 1157–1196 см, 1342–1384 см (лессовые породы), 317–351 см, 452–469 см (палеопочвы) и 684–741 см (делювиальные отложения). Среднее значение направлений максимальных осей в этих интервалах отвечает основному направлению палеотранспорта (направление палеоветров **[2]**). Во всех случаях это направление ориентировано СЗ-ЮВ и хорошо согласуется для всех интервалов. Это означает, что направления ветров в районе Усть-Одинского разреза сохранялись практически постоянными в период от стадии OIS4 до настоящего времени.

В остальных интервалах первичная магнитная текстура осадков нарушена. Отклонение средних направлений минимальных осей от вертикали может свидетельствовать о перемещениях осадочного материала в результате мерзлотных процессов (промерзание и оттаивание) **[3].** Это может быть сползание по склону жестких блоков (сохранение группирования минимальных осей AMS) в интервалах 100–142 см (лесс) и 290–314 см (палеопочва) или перемещение материала вниз по склону (разброс минимальных осей) в палеопочве в интервале 990–1047 см и в делювиальных отложениях (интервалы (154–199 см, 472–492 см, 1050–1071 см). Для всех интервалов, кроме 990-1047 см, определяется СЗ или СЗЗ направление склона. Вытянутое распределение направлений минимальных осей в интервале 610–681 см, по-видимому, вызвано



Литостратиграфическая колонка и стереопроекции направлений главных осей AMS разреза Усть-Одинский. *1* – почвы; *2* – лессы; *3* – делювиальные супеси; *4* – аллювиальные суглинки; *5* – аллювиальные пески; Цифры слева от колонки – номера горизонтов. Серые прямоугольники – интервалы отбора образцов. Знаки на стереопроекциях: полые кружки – минимальные оси AMS; залитые квадраты – максимальные оси AMS; крупные значки с овалами – средние направления главных осей AMS с доверительными интервалами.

напряжениями сдвига при сползании блоков пород **[3]**. Обращает на себя внимание магнитная текстура в интервале 684–741 см, нетипичная для делювиальных отложений. По данным гранулометрического анализа осадки этого интервала содержат большее количество песка, чем другие делювиальные отложения, поэтому можно предполагать их аллювиальный генезис. В таком случае среднее направление максимальных осей будет отражать направление течений – в данном случае с запада на восток.

Таким образом, исследования AMS Усть-Одинского разреза позволили установить направления палеоветров в позднем неоплейстоцене, определить направление палеосклона, на котором формировался эолово-делювиальный шлейф, и выявить в разрезе интервалы активных мерзлотных процессов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-00130.

[1] *Tarling D.H., Hrouda F.* The Magnetic Anisotropy of Rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

[2] *Lagroix F., Banerjee S.K.* Paleowind directions from the magnetic fabric of loess profiles in central Alaska // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 195. P. 99–112.

[3] *Lagroix F., Banerjee S.K.* Cryptic post-depositional reworking in aeolian sediments revealed by the anisotropy of magnetic susceptibility // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 224. P. 453–459.

[4] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А.* Особенности строения четвертичных отложений Усть-Одинского опорного разреза (верхний неоплейстоцен) по петромагнитным данным // Материалы VII Всероссийского литологического совещания. В 3 т. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. I. С. 400–403.

[5] *Казанский А.Ю., Щетников А.А., Матасова Г.Г., Филинов И.А.* Гранулометрические характеристики четвертичных отложений Усть-Одинского опорного разреза (верхний неоплейстоцен, Предбайкалье) и их палеоклиматическая интерпретация // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 101–103.

ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТЬ, СТРУКТУРА И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ

А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская

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

Фокальные параметры позволяют охарактеризовать напряженное состояние среды и структуру разрывных деформаций в зоне разлома, в пределах которой произошло землетрясение. Эта информация уникальна, так как пока нет прямых способов определения и параметрического описания геофизического состояния горных пород на больших глубинах литосферы. Понимание важности решения этой проблемы в Прибайкалье пришло давно **[1]**, и на протяжении более полувека в регионе ведется систематическое определение фокальных механизмов землетрясений с энергетическим классом $K_P \geq 10$. Информация о фокальных параметрах сильных землетрясений Прибайкалья опубликована во множестве литературных источников, но, к сожалению, единой общедоступной базы данных пока нет. Использованная в настоящей работе выборка решений фокальных механизмов сильных землетрясений Прибайкалья собрана нами из литературных источников с целью сопоставления с динамическими параметрами очагов землетрясений **[2]**. Результаты статистической обработки фокальных параметров 335 землетрясений с $K_P \geq 10$, произошедших с 1950 по 1998 г. в Прибайкалье, характеризуют распределения имеющихся в выборке решений фокальных механизмов. В пределах Байкальского региона (φ=48°–60° с.ш., λ=96°–122° в.д.) выборка обеспечена 265 решениями фокальных механизмов.

Анализ общей выборки показал, что слабо обеспечены материалами территории, граничащие с Монголией, Алтае-Саянской областью и Якутией, а число ежегодных определений механизмов варьируется от 0 до 25 при среднем уровне около шести толчков в год. Число решений фокальных механизмов возрастает в 1990-е годы за счет привлечения менее сильных толчков с K_P=10, однако и в эти годы оно не превышает 25 событий в год. Можно отметить, что такой положительный тренд согласуется с динамикой частоты решений тензора момента центроида (*CMT*) для землетрясений мира с магнитудой $M_W \geq 5.0$ – с 1976 по 1998 г. частота определений возросла с 0.04 до 0.50 (оценки по http://earthquake.usgs.gov/eqarchives/sopor и http://www.globalcmt.org). В целом решения фокальных механизмов Прибайкалья отражают часть сильных землетрясений региона и не могут считаться представительными (более 50 %) для толчков с энергетическим классом $K_P \leq 13$ (таблица). Для *CMT*-решений за 1976–2010 гг. средняя представительность около 40 % и сопоставима с представительностью толчков с K_P=13.

При классификации толчков по типу подвижки землетрясения разделены на три группы в соответствии с величиной и знаком угла подвижки по разлому: взброс ($45° \leq SLIP \leq 135°$, число толчков-взбросов по первой нодальной плоскости NP_1=64, по второй нодальной плоскости NP_2=61); сдвиг ($-44° \leq SLIP \leq 44°$; $-180° \leq SLIP \leq -136°$; $136° \leq SLIP \leq 180°$, NP_1=73, NP_2=85) и сброс ($-135° \leq SLIP \leq -45°$, NP_1=198, NP_2=189). Доминирование сбросов характеризует напряженное состояние литосферы региона по полной выборке решений фокальных механизмов как режим преобладающих горизонтальных растяжений. Однако суммарное число сдвигов и взбросов, формирующихся в условиях преобладания горизонтального сжатия среды, составляет примерно 40 %, что свидетельствует о существенной роли такого напряженного состояния литосферы. Полученное соотношение отражает пространственно-временную неоднородность напряженного состояния среды, для описания которой проведена следующая формализация: отношение числа толчков-сбросов, сдвигов и взбросов к общему количеству землетрясений в выборке характеризует относительную частоту реализации P_N, P_S и P_R толчков соответствующего типа **[2]**. В полной выборке данных о фокальных механизмах землетрясений частоты равны $P_N \approx 0.59$, $P_S \approx 0.22$, $P_R \approx 0.19$ для плоскости NP_1 и $P_N \approx 0.57$, $P_S \approx 0.25$, $P_R \approx 0.18$ для плоскости NP_2. Следует отметить, что с ростом энергетического класса землетрясений частота реализации уменьшается для выборок сбросов и взбросов, но повышается для выборок сдвигов.

Представительность выборки фокальных механизмов землетрясений Прибайкалья

K_P	10	11	12	13	14	15	16	17	Все толчки
n	2700	791	284	99	37	5	8	2	3926
n_1	53	72	61	43	24	4	6	2	265
n_1/n, %	2.0	9.1	21.5	43.4	64.9	80	75	100	6.7

Примечание. n – число толчков, зарегистрированных в «Каталоге землетрясений Прибайкалья» за 1950–1998 гг., n_1 – число землетрясений в выборке, имеющих решение фокальных механизмов за 1950–1998 гг., $n_1/n \times 100$, % – представительность данных, в процентах.

Установлена структура фокальных механизмов, и получены средние распределения параметров по выборке в целом и с учетом типа подвижки в очаге. Оценены средние значения углов падения *DP*, углов скольжения *SLIP* и азимутов простирания *STK* первой и второй нодальных плоскостей полной и раздельных выборок данных, а также параметров осей главных напряжений. Результаты проведенного анализа указывают на наличие закономерностей в распределении фокальных механизмов полной выборки, формирующихся преобладающими в количественном отношении толчками-сбросами. Разделение выборки на сбросы, сдвиги и взбросы позволило выявить как значимые отличия, так и близкие совпадения фокальных параметров толчков с разными типами подвижки в очаге. Соответствие средних углов падения DP_{aver}, модулей *SLIP* и азимутов простирания *STK* взбросов и сбросов не исключает возможности подвижек таких типов по плоскостям одних разломов. Средние углы падения для подвижек разных типов превышают 50°, что свидетельствует о достаточно крутом погружении зон разломов и проблематичности гипотезы смещений по листрическим разломам. Это согласуется с тем, что в рифтовых зонах большинство разломов имеет углы падения сместителей 50°–90°, то есть углы, достаточно близкие к вертикали **[3]**. Вариации параметров очагов и значительные стандартные отклонения указывают на пространственно-временную неоднородность напряженно-деформированного состояния литосферы. Это подтверждается фактами группирования в одной и той же области или в перекрывающихся областях землетрясений с разными механизмами очагов **[4]**, пространственной неоднородностью и временной неустойчивостью НДС литосферы Байкальской рифтовой системы **[5]**.

[1] *Мишарина Л.А.* Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. С. 161–171.

[2] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Джурик В.И.* Иерархия сильных землетрясений Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 3. С. 279–288.

[3] *Sibson R.H.* Geology of the crustal earthquake source // International handbook of earthquake and engineering seismology. Part A. Amsterdam: Academic Press, 2002. P. 455–473.

[4] *Мишарина Л.А.* Об особенностях ориентации возможных поверхностей разрывов в очагах слабых землетрясений Байкальского рифта // Геология и геофизика. 1979. № 3. С. 145–149.

[5] *Ключевский А.В.* Напряжения и сейсмичность на современном этапе эволюции литосферы Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2007. № 12. С. 14–26.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ МЕТОДОМ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ

М.М. Кобелев, В.В. Мордвинова*, С.И. Орешин**, М.А. Хритова*, Е.А. Кобелева**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mordv@crust.irk.ru
**Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, oreshin@ifz.ru

Скорости сейсмических волн в Земле являются инструментом для изучения устройства и состояния планеты. Одной из возможностей получить такой инструмент является телесейсмический метод приемных функций продольных и поперечных волн (receiver function *P-to-S*, *S-to-P*), использующий для определения скоростной структуры в районе наблюдения 3-компонентные записи далеких землетрясений **[1–3]**.

В последние годы в Саяно-Байкальском регионе Институтом земной коры и Байкальским филиалом Геофизической службы СО РАН производятся наблюдения сейсмоприемниками с широким диапазоном частот от 0.01 до 30 Гц и более. Записи восьми станций по обе стороны Главного Саянского разлома позволили применить метод приемных функций для определения скорости в земной коре и верхней мантии южной окраины Сибирской платформы и юго-запада Байкальской рифтовой зоны.

Из сейсмограмм сильных землетрясений (M≥5.5) со многих направлений относительно каждой из большинства станций выделены *P*-приемные функции (*P-to-S),* содержащие информацию о глубинах. Выявлены диапазоны азимутов, в которых станционные функции подобны, и найдены азимутальные границы, на которых существенно меняется форма функций, свидетельствуя о различии скоростной структуры по разные стороны от этих границ. По всем станциям, для направлений с достаточным количеством данных, инверсией Р-приемных функций по программе Г.Л. Косарева **[2]** рассчитаны S-скоростные модели от поверхности до глубины 70 км. Для трех станций модели рассчитаны до глубины 270 км (рис. 1). Внизу указаны числа использованных для них событий (e) и диапазоны азимутов со станции на эпицентр.

Отметим две особенности в распределении сейсмических скоростей. 1. В затемненных азимутальных секторах (рис. 2), где наклонные сейсмические лучи входят из мантии в земную

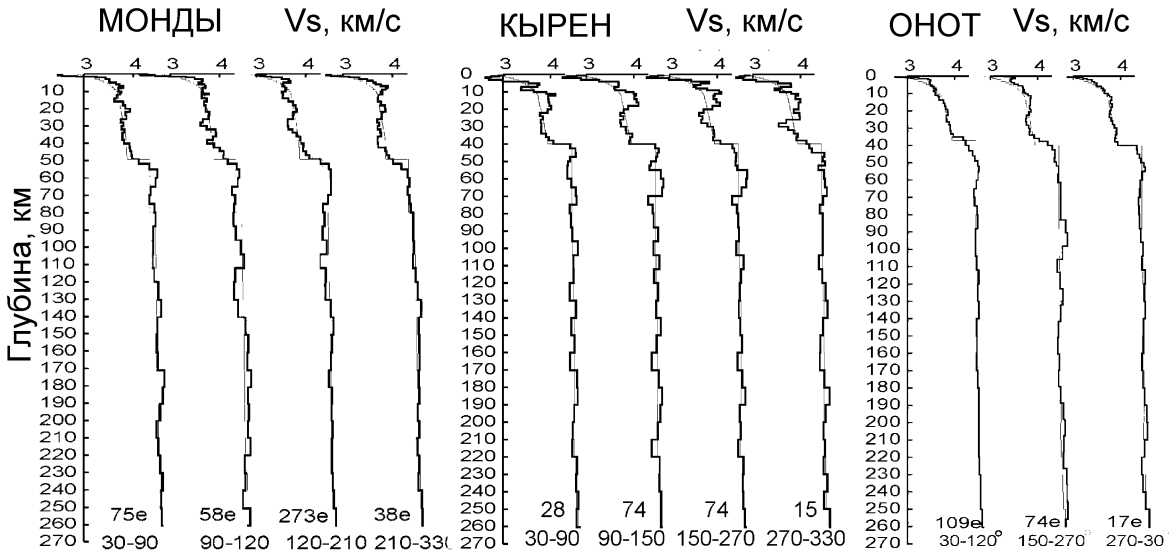


Рис. 1. Vs модели в различных направлениях от станций «Монды», «Кырен» и «Онот».

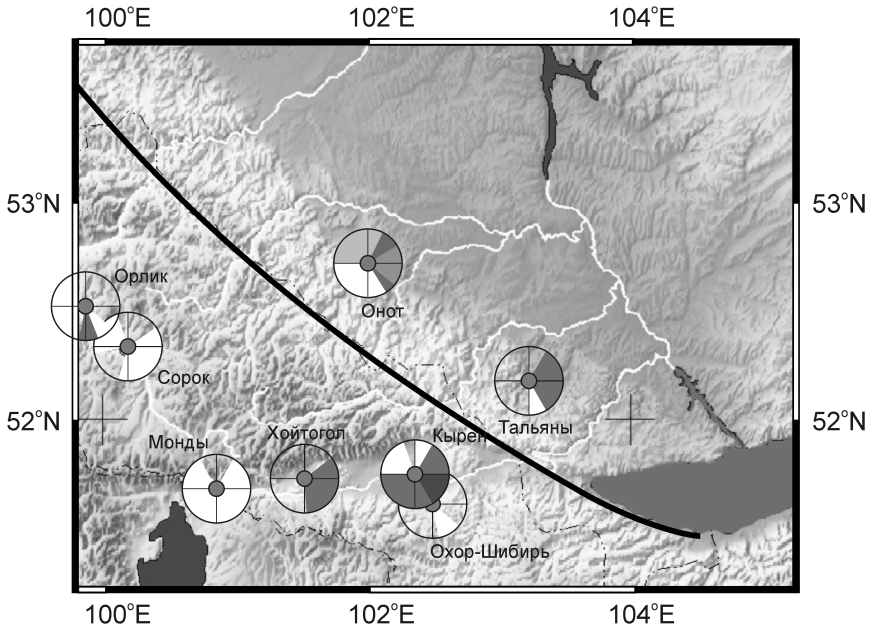


Рис. 2. Изменение характера коромантийной границы. Окружности приблизительно соответствуют проекции пересечения коромантийной границы сейсмическими лучами. Другие пояснения в тексте.

кору, под участками поверхности с высотами рельефа, близкими уровню моря, на глубине около 40 км выявляется резкая коромантийная граница. Сектора с наиболее резкой коромантийной границей на рисунке выделены самым темным тоном. Под участками с высотами рельефа более 1000 м обнаружен градиентный коромантийный переход (эти сектора выделены белым). По наличию скоростного градиентного коромантийного перехода предполагается существование частичных расплавов на соответствующих глубинах под горными районами.

2. Тогда как вариации скоростей в мантии невелики, скорости в коре претерпевают резкие изменения с глубиной (см. рис. 1). Важной особенностью коровых разрезов является низкая скорость сейсмических волн в нижней части коры под станциями, расположенными южнее Главного Саянского разлома, то есть в Тункинском рифте. Пониженные скорости продольных и поперечных волн, а значит и разуплотнение нижней половины коры, могут свидетельствовать о повышенных в ней горизонтальных напряжениях, связанных с коллизионной обстановкой на контакте южной окраины Сибирского кратона с Центрально-Азиатским складчатым поясом. Согласно теории двухъярусной тектоники плит **[4]**, можно предположить, что нижняя кора в Тункинском рифте выполняет роль верхнего астенослоя, который способствует большей мобильности верхней части коры. Взаимодействие сильно различающихся по реологии верхней и нижней частей земной коры на окраине Сибирского кратона, в стесненных условиях медленно продвигающегося на восток, по-видимому, вполне объясняет горообразование и рифтогенез.

По данным станций «Монды» и «Орлик», для юго-восточного направления выделены также поперечные приемные функции (*S-to-P*) и выполнена совместная инверсия продольной и поперечной приемных функций до глубины 300 км. Таким образом, впервые в регионе получены независимые значения скоростей *P*- и *S*-волн и рассчитано их отношение V_P/V_S, полезное для дальнейших исследований.

По результатам суммирования волновых трасс с временными поправками, учитывающими зависимость обменных волн *Ps* и *Sp* от эпицентрального расстояния и различные пробные глубины **[3]**, сделан вывод о возможном расположении нижней границы интервала фазовых переходов «410–650 км» под южной частью Западного Хамар-Дабана на большей глубине, что может указывать на понижение температуры в зоне фазовых переходов под этой областью.

Исследования поддержаны грантами инициативного проекта РФФИ № 12-05-01024 и междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 111.

[1] *Vinnik L.P.* Detection of waves converted from *P* to *S* in the mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 15. P. 39–45.

[2] *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.

[3] *Farra V., Vinnik L.* Upper mantle stratification by *P* and *S* receiver functions // Geophysical Journal International. 2000. V. 141. P. 699–712.

[4] *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

ВОЗРАСТ, ЮВЕНИЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК И ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ОБРАМЛЕНИЯ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

А.М. Козловский, А.В. Никифоров*, Д.А. Лыхин*, А.В.Травин**, В.М. Саватенков****

*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru
**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
***Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

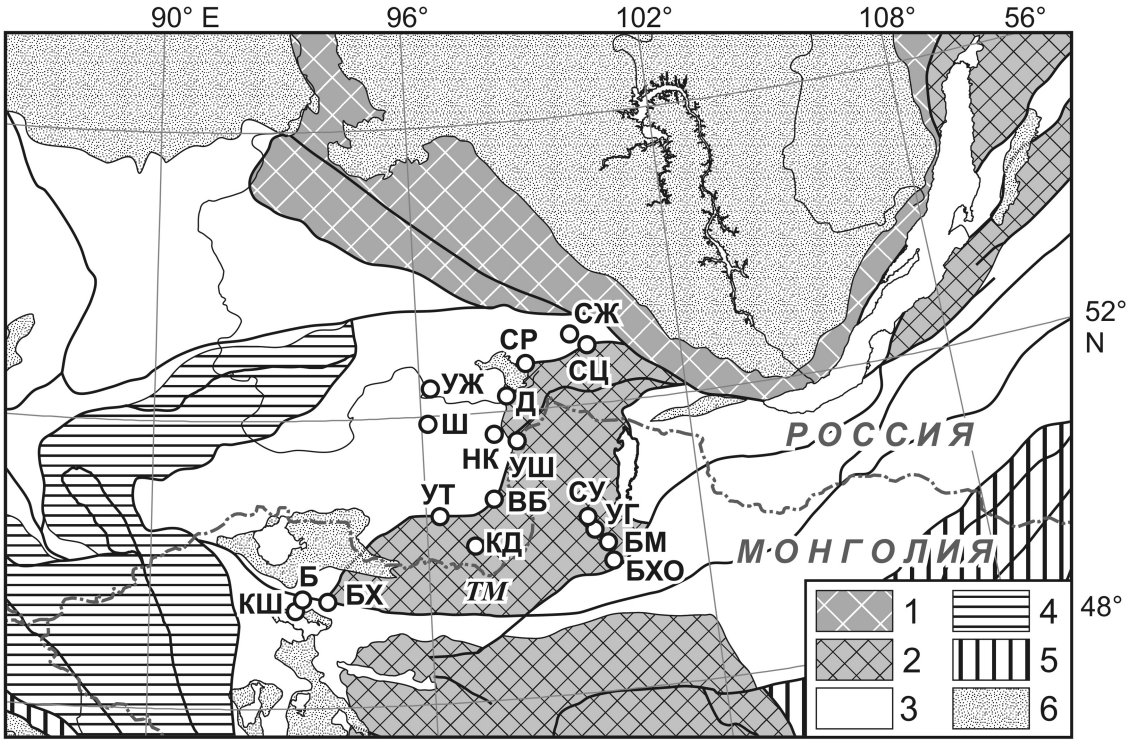
Конец палеозоя в Центрально-Азиатском складчатом поясе ознаменовался масштабным анорогенным магматизмом. Со многими из проявлений этого магматизма связаны разнообразные месторождения и рудопроявления, в том числе редкометалльные (Ta, Nb, Zr, REE, Be, Li и др.). Однако открытыми остаются вопросы о длительности этого магматизма, его источниках и особенностях локализации рудоносных и безрудных магматических пород. В хребтах Восточного Саяна, Сангилена, Хан-Хухея и Южного Прихубсугулья отмечается большое число анорогенных интрузивных массивов широкого спектра пород повышенной щелочности – от ийолитов до щелочных гранитов (рисунок). В тектоническом плане эти массивы располагаются в широкой зоне контакта Тувино-Монгольского микроконтинента с каледонидами Озерной, Таннуольской, Агардаг-Эрзинской, Хамсаринской, Джидинской и Идерской зон. Геохронологические данные о возрасте этих массивов в большинстве случаев отсутствуют, поэтому на геологических картах они отнесены к различным комплексам. В то же время их щелочной характер и редкометалльная специфика позволяют предполагать, что они связаны с единым магматическим импульсом. Нами были получены геохронологические и Nd-изотопные данные для массивов Красная Шапочка (Улан-Тологой), Буурал и Бор-Хайрхан в хр. Хан-Хухей и Улуг-Танзек на нагорье Сангилен.

Геохронологические данные. Массив Красная Шапочка представляет собой небольшой шток диаметром около 500 м, центральная часть которого образована щелочными гранитами, обогащенными колумбитом, пирохлором, цирконом, литиевыми слюдами. Эти породы рассматриваются как Ta, Nb, Zr, REE, Li руды. Ранняя фаза массива образована среднезернистыми массивными кварцевыми сиенитами с хорошо сохранившимися кристаллами щелочного амфибола, по которым Ar/Ar методом был установлен возраст 298±3 млн лет.

Редкометалльное проявление Буурал представляет собой серию дайкообразных тел мощностью до 30 м, непосредственно примыкающих друг к другу, так что они непрерывно прослеживаются в крест простирания на расстояние около 600 м. Эти тела сложены мелко-среднезернистыми щелочными гранитами, массивными или чаще с отчетливой директивной текстурой. Ar/Ar геохронологические исследования были выполнены для арфведсонита из порфировидных щелочных гранитов, возраст которых составил 309±2 млн лет. Sm-Nd изотопные исследования трех проб щелочных гранитов, в различной мере обогащенных редкими элементами, позволили построить изохрону, отвечающую возрасту 293±14 млн лет (СКВО=0.012).

Бор-Хайрханский массив, около 2.5 км в диаметре, преимущественно сложен массивными и директивными сиенитами, которые вблизи контакта с вмещающими карбонатами переходят в нефелиновые сиениты. Из сиенитов был выделен щелочной амфибол, по которому получен Ar/Ar методом возраст 298±4 млн лет.

Полученные данные о возрасте щелочных массивов в хр. Хан-Хухей близки ко времени редкометалльного гранитоидного магматизма на месторождении Улуг-Танзек (301±3 и 296±2 млн лет) **[1]** и Снежное (306±5 млн лет) **[2]**, а также внедрения щелочных гранитов в среднем течении р. Малый Енисей (293±4 и 297±4 млн лет) **[3]**, нефелиновых сиенитов массива Коргоредаба на нагорье Сангилен (295±1 млн лет), щелочных гранитов и мангеритов в нижнем течении реки Сенца (306±1 млн лет) (рисунок).



Положение позднепалеозойских анорогенных массивов щелочных пород в обрамлении Тувино-Монгольского микроконтинента. *1* – выступы фундамента древних кратонов; *2* – микроконтиненты с довендским фундаментом (ТМ – Тувино-Монгольский); *3* – ранние каледониды; *4* – поздние каледониды; *5* – герциниды; *6* – платформенные осадочные и вулканогенные отложения. Массивы: УТ – Улуг-Танзек, КШ – Красная Шапочка, Б – Буурал, БХ – Бор-Хайрхан, КД – Коргоредаба, ВБ – Верхнебалыгтыхемский, УШ – Устьшишхидский, НК – Нижнекадраусский, Ш – Шивейский, УЖ – Ужепский, Д – Дугдинский, СР – Соругский, СЦ – Сенца, СЖ – Снежное, БМ – Барун-Манхан-Ула, БХО – Бурэн-Хан-Обо, УГ – Уджгийн-Гол, СУ – Сэрх-Ула.

Nd-изотопная характеристика редкометалльных пород. Щелочные гранитоиды массивов Красная шапочка и Буурал показывают удивительное постоянство изотопного состава Nd – $\varepsilon_{Nd}(T)$ +6.2…+6.7 (8 определений), свидетельствуя о преимущественно изотопно-деплетированной природе их источника. При этом ассоциирующая с гранитоидами базитовая дайка имеет отличный изотопный состав Nd – $\varepsilon_{Nd}(T)$=+2.8. Редкометалльные гранитоиды Улуг-Танзекска имеют более низкие величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ в диапазоне –0.7…+3.6 (9 определений), при этом они существенно обогащены радиогенным Nd относительно вмещающих их гранитов, для которых значение $\varepsilon_{Nd}(T)$ на время внедрения редкометалльных пород составляет –8.4. Базальтовые дайки на месторождении Улуг-Танзек характеризуются более деплетированным изотопным составом Nd ($\varepsilon_{Nd}(T)$=+4.2–+4.7), чем гранитоиды. Таким образом, изотопные исследования свидетельствуют о том, что участвующие в строении массивов мантийные базальтоиды не принимали участие в образовании редкометалльных пород. Изотопные характеристики Nd редкометалльных пород массивов Красная Шапочка и Буурал попадают в интервал, ожидаемый в соответствии с эволюцией раннекаледонской континентальной коры, на которой эти массивы располагаются. Породы месторождения Улуг-Танзек по изотопным характеристикам Nd показывают разброс значений, что свидетельствует о неоднородности их источника. Это вполне согласуется с положением месторождения непосредственно в зоне контакта кристаллических пород Тувино-Монгольского микроконтинента и ранних каледонид. В то же время кора микроконтинента, вероятно, служила лишь контаминантом для преимущественно ювенильных магм.

Особенности локализации редкометалльных массивов щелочных пород. Интересной особенностью пространственного распределения позднепалеозойских массивов щелочных (и не-

фелиновых, и кварцевых) пород является то, что они располагаются как на раннекаледонской, так и на докембрийской коре Тувино-Монгольского микроконтинента. При этом массивы, расположенные вдали от границ микроконтинента по ту и другую стороны, не несут значимой редкометалльной минерализации. Рудные редкометалльные объекты расположены непосредственно вблизи контакта древних и ювенильных комплексов. К ним относятся Улуг-Танзек, Красная Шапочка, Буурал, Снежное, а также серия труднодоступных и практически неизученных редкометалльных объектов на востоке Тувы (рисунок). Возможно редкометалльный массив Барун-Манхан-Ула и другие массивы сиенитов, нефелиновых сиенитов и ийолитов Южного Прихубсугулья также следует рассматривать в этом ряду. На наш взгляд, причина рудоносности массивов кроется не в источнике магм, а в характере их взаимодействия с вмещающими породами. Ключевая роль в накоплении в магматическом расплаве и переносе во флюиде большинства редких металлов принадлежит фтору. В изученных массивах в качестве акцессорного минерала постоянно присутствует флюорит и криолит, а в их экзоконтактовых ареолах всегда отмечается наложенный флюорит, что свидетельствует о высокой активности фтора в редкометалльных гранитоидах. В строении Тувино-Монгольского микроконтинента широко распространены венд-кембрийские карбонатные комплексы платформенного чехла, отсутствующие на смежной территории ранних каледонид. Редкометалльные граниты месторождения Улуг-Танзек непосредственно локализованы в карбонатной толще, а другие редкометалльные проявления также обнаруживают пространственную связь с карбонатами. В связи с этим богатая кальцием вмещающая среда, способная связать фтор редкометалльных гранитов в нерастворимый флюорит, тем самым уменьшив растворимость редких металлов в расплаве и инициировав кристаллизацию собственных минералов этих элементов, является необходимой для формирования рудной редкометалльной минерализации. Источником же редкометалльных магм являлась ювенильная континентальная кора.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 13-05-00082, 13-05-92201-Монг_а).

[1] *Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б. и др.* Редкометалльные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // ДАН. 2010. Т. 430, № 2. С. 248–253.

[2] *Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М.* Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометалльной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 5. С. 438–449.

[3] *Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Лыхин Д.А.* Позднепалеозойский щелочно-гранитоидный магматизм Тувы и его связь с внутриплитной активностью в пределах Сибирского палеоконтинента // ДАН. 2011. Т. 439, № 5. С. 641–647.

ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО ПОЗДНЕТРИАСОВОГО-РАННЕПАЛЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМА УДИНО-ВИТИМСКОГО СЕКТОРА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Т.Ю. Комарицына, А.А. Воронцов

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, altapovatanua@mail.ru

В позднем мезозое – раннем кайнозое на территории Центральной Азии возникли многочисленные прогибы и грабены, сопровождавшиеся обширными проявлениями магматизма. Главной особенностью этих геологических событий является их независимость от орогенных движений в регионе. Установлено, что магматические проявления сконцентрированы в ряде более или менее изолированных областей, характеризующихся многоэтапностью формирования, растянутого на многие десятки миллионов лет **[1, 3, 4]**. Одной из них является Западно-Забайкальская вулканическая область. Она объединяет вулканические поля, образовавшиеся в период 236–53 млн лет, в свою очередь сопряженные с системой грабенов северо-восточного простирания.

Западно-Забайкальская область протягивается от верховьев р. Селенга до Витимского плоскогорья на расстояние свыше 1000 км при ширине до 200 км и принадлежит к классу рифтовых структур, обладая соответствующими структурными и вещественными характеристиками. Область возникла во внутриконтинентальных условиях, ее развитие было многостадийным и растянутым во времени не менее чем на 170 млн лет. Вспышки вулканизма происходили регулярно и без значительных перерывов в магматической деятельности с миграцией центров магматизма по латерали.

На территории Западно-Забайкальской вулканической области выделяются четыре сектора: западный – Джидинский, центральные – Тунгуйско-Хилокский и Илькино-Кижинский и северо-восточный – Удино-Витимский.

Удино-Витимский сектор представляет собой систему сопряженных впадин по долинам рек Уда и Заза, захватывает систему Еравнинских озер на северо-восточном окончании сектора. В геологической истории Удино-Витимского сектора выделяют следующие этапы формирования:

1. Позднетриасовый этап, представленный цаган-хунтейской свитой.

Вулканические толщи свиты являются аналогом щелочных гранитов и сиенитов малокуналейского комплекса **[2]** и сложены трахириолитами, комендитами, трахитами, субщелочными андезитами и андезибазальтами, которые образуют фрагменты вулканических полей (800–1000 м) центральной части сектора. Возраст цаган-хунтейской свиты оценивается в диапазоне 236–205 млн лет.

2. Среднеюрский этап, представленный породами удинской свиты. В ее составе выделяются верхняя и нижняя подсвиты. Нижняя подсвита (1400 м) сложена прослоями и линзами осадочных пород. Верхняя подсвита (1600–2200 м) сформирована значительными объемами кислых эффузивов, их туфов, андезибазальтов и базальтов, туфолав и туфобрекчий и вулканогенного материала – туфопесчанников, туфогравелитов, туфоконгломератов, чередующихся с алевролитами. Возраст пород соответствует 174–159 млн лет.

3. Позднеюрский этап, представленный вулканическими толщами (до 2500 м) хилокской свиты. В состав свиты входят ассоциации базальтов с щелочно-салическими породами, которые образуют обособленные серии вулканических покровов. Лавы трахибазальтов и трахиандезибазальтов составляют до 70 % объема этих ассоциаций. Салические ассоциации (лавы, спекшиеся и обычные туфы трахитов, трахидацитов, трахириолитов и, в меньшей степени, щелочных трахириодацитов и комендитов) слагают локальные толщи, а также дайки, штоки и силлы. Возраст пород хилокской свиты – 160–154 млн лет.

4. Этап раннего мела, характеризующийся наиболее масштабным и многообразным проявлением магматизма на территории региона.

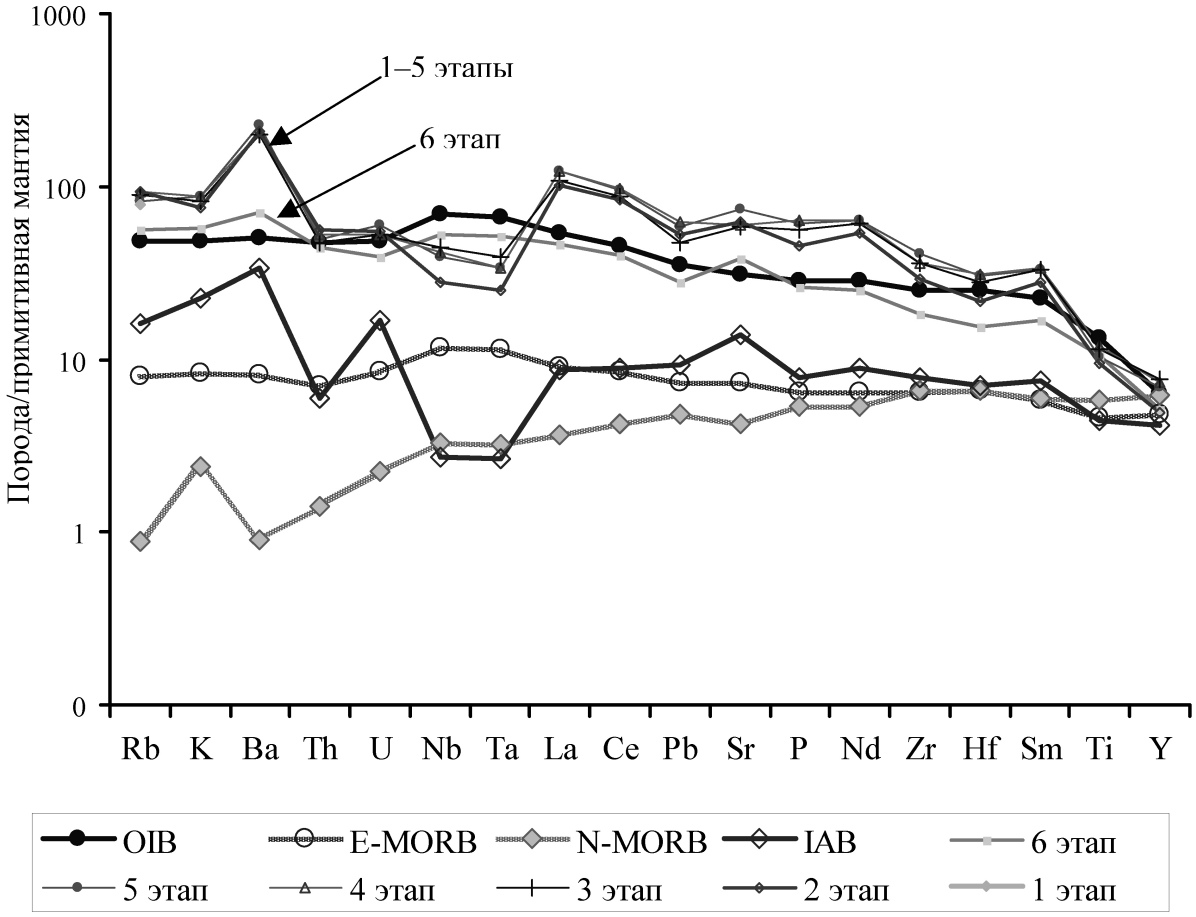


График нормированного распределения литофильных элементов в базальтоидах Удино-Витимского сектора.

Вулканиты этого этапа проявлены в центральной и западной частях сектора. В районе пос. Хоринск обнаруживаются щелочные (K_2O+Na_2O до 6.5–7.0 мас. %) нефелин-нормативные базальты и ассоциирующие с ними тефриты с характерной столбчатой (карандашной) отдельностью, а также базальтовые гиалокластиты. Возраст пород этого этапа – 142–124 млн лет.

5. Этап позднего мела, проявленный достаточно локально и связанный с образованием небольших (100×100 м) полей умереннощелочных оливиновых базальтов в районе поселков Гарам и Гонда. Поля располагаются в осевой части сектора, прорывая раннемеловые осадки. Возраст пород оценивается в интервале 83–77 млн лет.

6. Этап конца позднего мела – эоцена, охватывает интервал 75–53 млн лет. В это время происходило формирование вулканического поля меланефелинитов в окрестностях с. Комсомольское. Поле представляет собой небольшое вытянутое с запада на восток куполообразное поднятие размером 250×150 м, сложенное черными меланефелинитами. Аналогичные меланефелиниты встречаются к югу от пос. Гонда, в 20 км к востоку от Комсомольского.

Магматическая активность в пределах Удино-Витимского сектора завершилась в эоцене, 53 млн лет назад. Породы этого возраста вскрыты скважиной в районе пос. Усть-Эгита и представлены меланефелинитами.

Эволюция магматизма сектора отражена в изменении типов ассоциаций, их объемов и геохимических характеристик базальтоидов от ранних этапов к поздним. По мере омоложения возраста магматизма уменьшаются объемы всех излившихся пород и увеличивается доля пород основного состава и их общая щелочность. Эти изменения коррелируют с характером распределения редких литофильных элементов в базальтоидах (рисунок). Таким образом, на ранних

этапах характер распределения редких элементов отвечает конфигурации спектра островодужных базальтов с типичным максимумом по Ba, K и минимумами по Nb и Ta, отличаясь от IAB на порядок превосходящими концентрациями элементов и высокими значениями нормированных La/Yb, более характерных для OIB. На последнем этапе, с рубежа 75 млн лет, спектры распределения приобретают более «сглаженный» вид и соответствуют кривым распределения редких и редкоземельных элементов в базальтах океанических островов, являющихся индикаторами внутриплитного магматизма.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 13–05–12026–офи, и Программы № 10 ОНЗ РАН

[1] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В.* Эволюция вулканизма Тунгуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4. С. 3–28.

[2] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Байкин Д.Н.* Строение и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные // Геохимия. 2004. № 11. С. 1186–1202.

[3] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В.* Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 510–531.

[4] *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г.* Магматизм и геодинамика Западного-Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.

НОВЫЕ ПЕТРОМАГНИТНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ БАЗИТАМ ВИЛЮЙСКОЙ ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

К.М. Константинов, В.А. Кравчинский**, Ш.З. Ибрагимов***, И.К. Константинов****, А.А. Яковлев*, М.Д. Томшин*****, А.И. Киселев****, В.П. Корнилова*, Е.В. Артемова**

*Мирный, Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», KonstantinovKM@.alrosa.ru
**Эдмонтон, Канада, Университет штата Альберта, vadim@ualberta.ca
***Казань, Казанский федеральный университет
****Иркутск, Институт земной коры СО РАН
*****Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

Вилюйская палеорифтовая система (ВПС) является одной из ключевых структур, которая имеет огромное значение для формирования модели геодинамического развития Центрально-Азиатского подвижного пояса. Особую роль при ее построении играют палеомагнитные данные, которые служат количественной основой палинспастических реконструкций **[1]**. В этой связи в дополнение к ранее выполненным палеомагнитным исследованиям **[2–5]**, в период

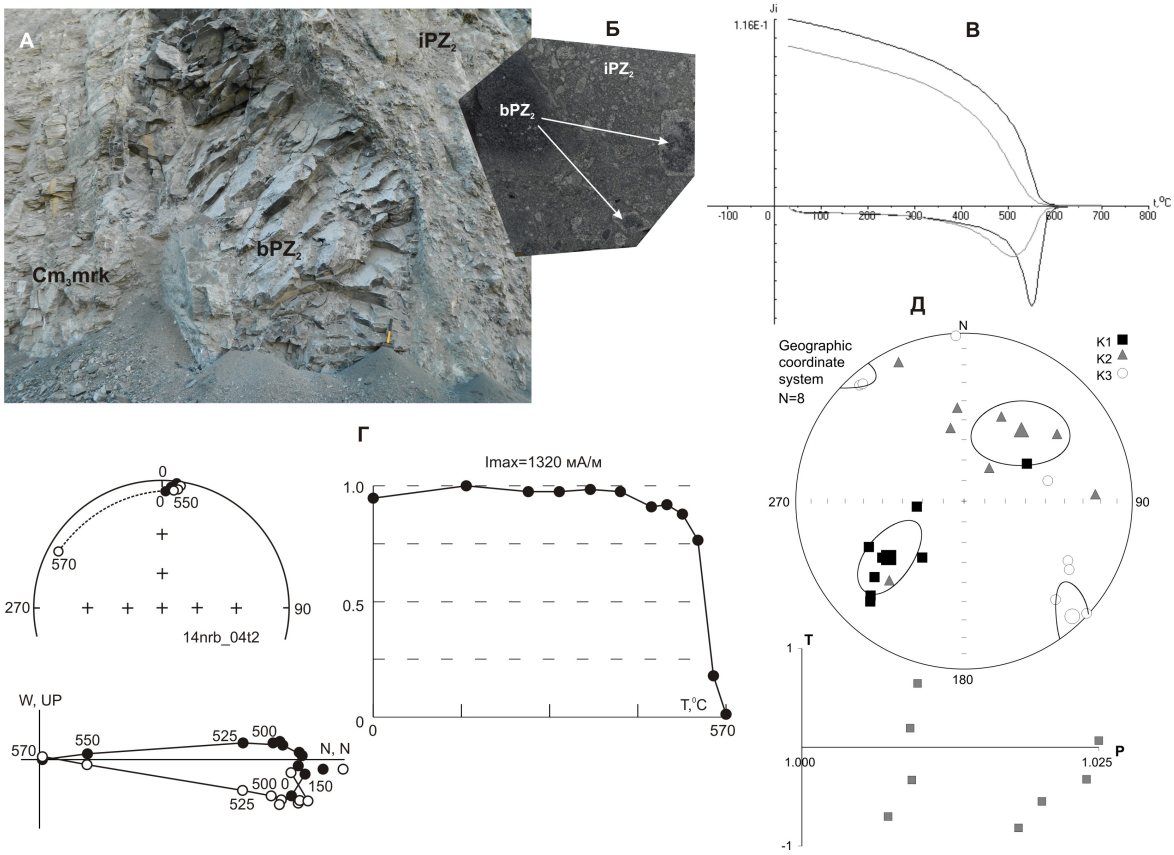


Рис. 1. Результаты петромагнитных и палеомагнитных исследований долеритов из эндоконтакта дайки с кимберлитами трубки Нюрбинская. *А* – обнажение в юго-западном борту карьера; *Б* – ксенолиты долеритов в кимберлите (?); *В* – термомагнитограмма дифференциального термомагнитного анализа; *Г* – компонентный анализ ЕОН (ступенчатое терморазмагничивание); *Д* – стереограмма и график характера поведения параметров магнитной анизотропии (К1, К2 и К3 – соответственно, большая, средняя и малая оси эллипса AMS, T и P – форма эллипса и степень AMS).

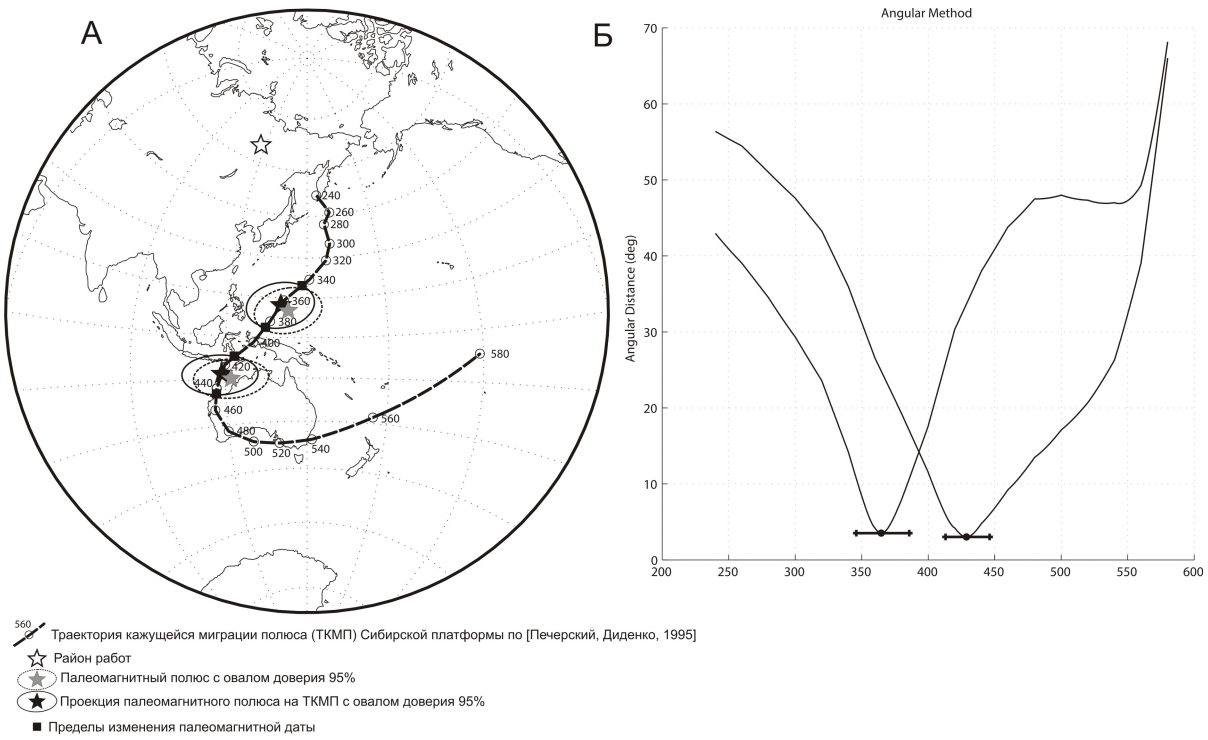


Рис. 2. Результаты палеомагнитного датирования процессов трапповнедрения в пределах ВПС по [8]. *А* – положение палеомагнитных полюсов относительно ТКМП Сибири; *Б* – график отклонения палеомагнитного полюса от ТКМП.

2010–2013 гг. проведены широкомасштабные и разноплановые исследования среднепалеозойских базитов (долеритов и базальтов) из зоны динамического влияния ВПС: Вилюйско-Мархинского, Контайско-Джербинского, Чаро-Синского, Молодинского и Молодо-Попигайского (Кютюнгдинский грабен) дайковых поясов.

По каждому объекту получены петрофизические, магнито-минералогические и палеомагнитные характеристики (рис. 1). Дополнительно, с целью повышения качества интерпретации полученных данных, использовались петрографические, химические, геохронологические и другие данные **[6]**.

По направлениям характеристической ЕОН изученных базитов рассчитаны виртуальные геомагнитные полюсы, которые объединены в палеомагнитные **[1]**. Палеомагнитные полюсы имеют достаточно широкий разброс относительно траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирской платформы **[7]**. Палеомагнитное датирование (рис. 2) выполнено по программе **[8]**. В результате установлены временные границы периода развития процессов траппообразования ВПС, который охватывает конец силура – начало девона (429±20 млн лет) и конец девона – начало карбона (365±16 млн лет).

[1] *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П.* Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

[2] *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. 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., Хузин М.З., Кузьменок А.Н. и др.* Палеомагнетизм среднепалеозойских базитов из зон влияния Вилюйского и Кютюнгдинского палеорифтов Сибирской платформы (первый этап) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы семинара, Борок, 18–21 октября 2007 г. М.: ГЕОС, 2007. С. 72–76.

[4] *Konstantinov K.M., Khuzin M.Z., Tomchin M.D. et al.* Paleomagnetic investication of middle Paleozoic mafic intrusions of of the Viluy paleorift and adjacent areas (Sibtrian platform) // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk, 2009. P. 160–163.

[5] *Zhitkov A.N., Savrasov D.I.* Paleomagnetism and the ages of kimberlites exemplified by the four pipes of Yakutia // Extended abstracts Sixth International kimberlite conference. Novosibirsk, 1995. P. 695–697.
[6] *Tomchin M.D., Konstantinov K.M.* Basic dike belts of the Viluyi paleorift (Siberian platform) // Fifth International Dyke Conference IDC 5. Rovaniemi, Finland, 2005. P. 51.
[7] *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
[8] *Hnatyshin D., Kravchinsky V.A.* Paleomagnetic dating: Methods, MATLAB software, example // Tectonophysics. 2014. V. 630. P. 103–112.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

С.И. Костровицкий

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

Наиболее важными вопросами при обсуждении природы кимберлитов являются: 1) каков был первичный состав расплава этих пород и 2) каковы основные процессы эволюции первичного состава кимберлитов при его восхождении с мантийных глубин к поверхности Земли. При разработке модели формирования кимберлитов следует принимать во внимание следующие особенности состава пород:

1. Кимберлиты разных провинций, разных полей, разных кластеров трубок могут существенным образом отличаться по содержанию таких оксидов, как FeO_{total}, TiO_2, K_2O. В пределах Якутской провинции развиты как высокомагнезиальные кимберлиты (FeO_{total}<8 %, TiO_2<1 %), формирующие наиболее высокоалмазоносные месторождения (например, Интернациональная, Айхал, Нюрбинская и др.), так и магнезиально-железистые кимберлиты (8–12 % $FeO_{tota,l}$ 1–2 % TiO_2), образующие наиболее распространенные в Якутии, самые крупные месторождения Мир, Удачная, Юбилейная и др., и, наконец, магнезиально-железистые кимберлиты (10–15 % FeO_{tot}; 2–6 % TiO_2), получившие развитие на севере Якутской провинции и совершенно не формирующие значимых месторождений алмаза.

2. Кимберлиты являются ультраосновными породами с необычно высоким содержанием некогерентных элементов. По распределению некогерентных элементов кимберлиты наиболее близки породам щелочно-базальтоидного состава.

3. Кимберлиты независимо от местоположения, от варьирующегося химического состава имеют близкие изотопные и геохимические характеристики, указывающие на участие одного и того же источника (предположительно, астеносферного).

4. Для кимберлитов характерно постоянное присутствие карбонатной компоненты, которая широко варьируется по содержанию (в среднем 5–10 %).

5. Для кимберлитов типичным является наличие в них низко-Cr высоко-Ti мегакристной ассоциации минералов. Исключение представляют высоко-Mg кимберлиты, в тяжелой фракции которых доминирует пиропы и хромшпинелиды, а низко-Cr ассоциация минералов практически отсутствует. Между мегакристами и кимберлитами существует генетическая связь, о чем свидетельствует сходство изотопных и возрастных характеристик **[1, 2]**.

6. Кимберлиты всегда содержат обломочный материал литосферной мантии в виде ксенолитов и ксенокристных минералов.

Ж. Рассел и другие исследователи **[3]** считают, что источником формирования кимберлитов явился флюид карбонатитового состава, который по мере восхождения через литосферную мантию дезинтегрировал и ассимилировал ее обломки, постепенно трансформируясь в кимберлитовый расплав. На наш взгляд, модель Ж. Рассела не объясняет широкого разнообразия химического состава, характерного для кимберлитов. И второе, эта модель не объясняет наличия в кимберлитах генетически связанной с ними мегакристной низко-Cr высоко-Ti ассоциации минералов.

Мы предполагаем, что первичный состав кимберлитового расплава-флюида отвечал составу астеносферного расплава, который был близок к щелочно-базальтоидному, возможно щелочно-пикритовому, с высоким содержанием TiO_2, с высокой насыщенностью CO_2. На генетическую связь кимберлитов с базальтоидами указывает пространственная и временная сопряженность их формирования, сходство особенностей распределения несовместимых элементов, обнаружение в щелочных базальтоидах мегакристных минералов, в том числе Pyr-Alm граната, Phl, и, наконец, модельные расчеты состава материнского расплава для низко-Cr мегакристных минералов (показавшие, что он отвечает щелочному базальтоиду **[4]**.

Предполагается, что на уровне астеносферы первичный расплав-флюид дифференцировал в результате ликвационных процессов, во-первых, с образованием высоко-Ti жидкости и

последующей кристаллизацией пикроильменита, а во-вторых, с образованием частей с разным соотношением расплавной и флюидной компонент и, возможно, с разным содержанием щелочей (K_2O). Определенную роль в изменении первичного состава астеносферного расплава-флюида сыграла кристаллизация других минералов мегакристной ассоциации – Ol, Grt, Cpx, Opx, Phl. Высокая насыщенность кимберлитовых пород желваками Ilm (до 30 %) **[5]** является косвенным свидетельством ликвационной природы кристаллизации мегакристного Ilm. Нередко встречающиеся прожилки Ilm в наиболее глубинных породах литосферной мантии, пограничных с астеносферой, в деформированных лерцолитах это прямое доказательство существования ильменитовой жидкости.

Прорыв астеносферного вещества через литосферную мантию осуществлялся по разным сценариям:

1. При существенном доминировании флюидной компоненты (преимущественно CO_2) в восходящем расплаве образование кимберлитов происходило в результате захвата и контаминации высоко-Mg пород литосферной мантии, что и приводило к формированию высоко-Mg кимберлитов. Именно флюидная компонента обусловила высокую дезинтегрирующую способность расплава и относительную высокую сохранность алмазов, что, собственно, и предопределило высокую алмазоносность кимберлитов этого типа.

2. При заметном участии расплавной фазы, в зависимости от ее соотношения с флюидной фазой, формировались магнезиально-железистые и железисто-титанистые петрохимические типы кимберлита. Безусловно, при формировании и этих типов кимберлита контаминация литосферного материала происходила, но в гораздо меньшей степени, чем при формировании высоко-Mg кимберлитов.

Данная модель логично объясняет устойчивые различия петрохимизма кимберлитов, слагающих разные кусты трубок, поля трубок и даже провинции. Модель объясняет наличие или отсутствие низко-Cr высоко-Ti мегакристной ассоциации минералов, кристаллизация которой происходила в расплавной фазе астеносферного источника кимберлитов.

Таким образом, основной петрологической особенностью кимберлитовых пород является их гибридная природа. Судя по составу мантийных ксенолитов, захватываемых восходящим потоком кимберлитового расплава-флюида, начало процесса гибридизации следует отнести к границе астеносферы и литосферы мантии. Роль гибридизма в становлении кимберлитов демонстрируется при рассмотрении особенностей состава брекчиевых и массивных кимберлитов, слагающих трубочные и даечные тела Куойкского поля, и в частности трубку Обнаженная. Брекчиевые, по сравнению с массивными разновидностями, кимберлиты характеризуются более высоким содержанием SiO_2, MgO и более низким CaO и CO_2. Массивные разновидности кимберлитов являются более железистыми и титанистыми. Начало формирования брекчий, по-видимому, следует отнести к моменту прохождения кимберлитовым расплавом-флюидом литосферной мантии и связано с процессами дезинтеграции и захвата ее пород.

Тектонический контроль кимберлитового вулканизма, выражающийся в приуроченности доминирующего числа полей Якутской провинции к линейно ориентированным протяженным (до 1000 км) зонам, так называемым коридорам, указывает на ведущую роль в инициировании активности вулканизма глубинных разломов мантийного заложения.

[1] *Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Noble S.R.* Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions // Journal of Petrology. 2004. V. 45, № 5. P. 1583–1612.

[2] *Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Яковлев Д.А., Суворова Л.Ф., Сандимирова Г.П., Травин А.В., Юдин Д.С.* Кимберлиты и мегакристная ассоциация минералов – изотопно-геохимические исследования // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 143–162.

[3] *Russell J.K., Porritt L.A., Lavallee Y., Dingwell D.B.* Kimberlite ascent by assimilation – fuelled buoyancy // Nature. 2012. V. 481, № 7381. P. 352–356.

[4] *Jones R.A.* Sr and Nd isotopic and rare earth element evidence for the genesis of megacrysts in kimberlites of southern Africa // Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon. New York: John Wiley & Sons Ltd, 1987. P. 711–724.

[5] *Костровицкий С.И., Специус З.В., Алымова Н.В., Суворова Л.Ф.* Клинопироксен-оливин-ильменитовая мегакристная ассоциация из кимберлитов трубки Удачная // ДАН. 2004. Т. 396, № 1. С. 93–97.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ ИЗ ГИПЕРБАЗИТОВ СИБИРИ И УРАЛА

А.В. Котляров, В.А. Симонов*, А.С. Степанов**, В.С. Приходько***, С.И. Ступаков*, Ю.Р. Васильев**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru, simonov@igm.nsc.ru
**Hobart, Australia, ARC Centre of Excellence in Ore Deposits (CODES COE), University of Tasmania
***Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, vladimir@itig.as.khb.ru

Известно, что породы ультраосновного состава обогащены элементами платиновой группы с образованием рудопроявлений и месторождений промышленного типа. Среди подобных ультрамафитовых ассоциаций наибольшим распространением пользуются дунит-клинопироксенитовые комплексы урало-аляскинского типа и ультрабазитовые серии из офиолитов. В составе первых можно отметить массивы платиноносного пояса Урала и Сибирской платформы. Ко вторым относятся ультрабазитовые массивы из офиолитовых ассоциаций континентальных складчатых областей и из современных океанических структур. Оба типа ультрамафитовых комплексов привлекают внимание многочисленных исследователей, и в целом к настоящему времени они изучены достаточно хорошо. При этом вопросы генезиса ультраосновных пород из данных массивов продолжают оставаться предметом дискуссий. Соответственно сохраняются проблемы связей особенностей распределения элементов платиновой группы с процессами формирования платиноносных комплексов. Особый интерес вызывает роль магматических систем при накоплении элементов платиновой группы в гипербазитах.

В последние годы исследования образцов ультрамафитов, собранных в Сибири и на Урале, а также в Центральной Атлантике, показали, что перспективным путем получения прямой информации о генезисе ультраосновных пород является анализ хромшпинелидов и находящихся в них силикатных расплавных включений. В результате проведенных работ были выяснены физико-химические параметры магматических систем, принимавших участие в формировании ультраосновных пород из комплексов урало-аляскинского типа платиноносного пояса Урала (Нижнетагильский массив) и Сибирской платформы (массивы Кондер и Инагли) и из офиолитовых ассоциаций древних (Алтае-Саянская область, Карашатский массив в составе офиолитов Южной Тувы) и современных (Срединно-Атлантический хребет, зона трансформного разлома 15°20') океанических областей, а также Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, север Сибирской платформы) **[3–7].** В настоящее время рассмотренные акцессорные хромшпинелиды (содержащие расплавные включения) из гипербазитов отмеченных выше объектов проанализированы на элементы платиновой группы (ЭПГ) и результаты последних исследований приводятся в данном сообщении. Содержания ЭПГ определены методом LA ICP MS в Австралийском национальном университете (Research School of Earth Sciences, Australian National University). Составы хромшпинелидов анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro, а также с помощью электронных сканирующих микроскопов LEO 1430 VP и MIRA 3 LMU (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск).

Анализ составов акцессорных хромшпинелидов из гипербазитов всех рассмотренных объектов показал, что они четко разбиваются на две основные группы. По соотношению Cr_2O_3 – FeO изученные хромшпинелиды (содержащие силикатные расплавные микровключения) из дунитов Кондерского, Инаглинского и Нижнетагильского платиноносных массивов (относящихся к зональным комплексам урало-аляскинского типа) образуют фактически одну группу с высокими содержаниями хрома (до 56 мас. %). В отличие от хромитов из платиноносных комплексов акцессорные хромшпинелиды из гипербазитов древних (офиолиты) и современных океанических структур содержат меньше хрома и фактически формируют единый тренд: падение Cr_2O_3 (от 50 до 30 мас. %) при росте FeO от 11 до 40 мас. %. Хромшпинелиды из дунитов Гулинского массива, располагаясь частично в поле платиноносных комплексов, показывают в основном промежуточные значения между двумя основными группами.

По особенностям распределения нормированных к примитивной мантии значений элементов платиновой группы акцессорные хромшпинелиды из дунитов зональных комплексов урало-аляскинского типа (массивы Кондер, Инагли и Нижнетагильский) имеют сходные тренды, показывающие преобладание тугоплавких платиноидов (Ir группы: Os, Ir и Ru) над легкоплавкими (Pt группы: Pt и Pd). В то же время выделяется отчетливый максимум Rh.

Совершенно иную картину мы наблюдаем в случае акцессорных хромшпинелидов из гипербазитов океанических (офиолитовых) структур – явное преобладание Pt над тугоплавкими элементами (Os, Ir и Ru). При этом графики для хромшпинелидов из ультраосновных пород из структур древних (Карашатский массив, офиолиты Южной Тувы) и современных (зона разлома 15°20', Срединно-Атлантический хребет) практически совпадают, хорошо отличаясь от эталонного тренда хромитов массива Кондер. В то же время необходимо отметить, что среди хромитов из дунитов Карашатского массива присутствуют истощенные хромшпинелиды с содержаниями практически всех платиноидов (кроме родия) меньше, чем в примитивной мантии.

Хромшпинелиды Гулинского массива, в общем тяготеющие по химического составу к хромитам из дунитов зональных комплексов урало-аляскинского типа и при этом обладающие некоторыми отличиями от них, показывают подобные свойства и в элементах платиновой группы. Они, так же как и эталонные хромиты Кондера, обогащены тугоплавкими элементами Ir группы при минимальных значениях Pt и Pd, но при этом отсутствует максимум Rh. Необходимо отметить, что полученные нами результаты по платиноидам в хромшпинелидах Гулинского массива хорошо согласуются с опубликованными ранее данными по этим объектам **[1]**, что является независимым подтверждением достоверности наших анализов.

Сравнение результатов анализа акцессорных хромшпинелидов из мелкозернистых дунитов и рудных хромитов Нижнетагильского массива показало существенные различия в распределении элементов платиновой группы. Для акцессорных хромитов спектры близки к данным по хромшпинелидам массива Кондер с обогащением тугоплавкими элементами (Os, Ir, Ru) и резким минимумом Pt. Рудные хромититы Нижнетагильского массива совпадают с акцессорными хромшпинелидами по характеру распределения тугоплавких элементов группы иридия и резко отличаются существенно повышенными концентрациями Pt, а также Pd **[1]**.

Особенности распределения элементов группы платины в различных типах хромитов Нижнетагильского массива явно связаны с условиями их кристаллизации. Исследования расплавных включений показали, что акцессорные хромшпинелиды мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива были образованы в ходе ликвидусной кристаллизации пикробазальтовых расплавов в интервале температур от 1345 до 1310 °С **[5]**. Анализ силикатных многофазных микровключений в хромшпинелидах из хромитовых рудных сегрегаций, описанных в статье **[2]**, свидетельствует о формировании рудных хромититов из остаточных межгранулярных расплавов с температурами около 800 °С, действовавших на заключительных этапах развития Нижнетагильского ультраосновного комплекса **[2]**. Таким образом, акцессорные хромшпинелиды из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива (так же, как и акцессорные хромиты из дунитов Кондера и Инагли) кристаллизовались из высокотемпературных расплавов с повышенными содержаниями тугоплавких элементов группы платины. В ходе эволюции магматических систем (со снижением температурного режима) в них происходило перераспределение платиноидов с накоплением в остаточных расплавах (на заключительных стадиях формирования Нижнетагильского комплекса) более легкоплавких компонентов, и прежде всего собственно платины.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, РФФИ (проект № 12-05-00959). Авторы выражают свою благодарность профессору Ian H. Campbell (Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australia) за помощь при проведении исследований хромшпинелидов методом LA ICP MS.

[1] *Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю.* Контрастные минеральные ассоциации платиноидов из хромититов Нижнетагильского и Гулинского массивов (Россия): состав, источники вещества, возраст // ДАН. 2011. Т. 441, № 1. С. 83–87.

[2] *Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Д., Заккарини Ф.* Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.

[3] *Симонов В.А., Ковязин С.В.* Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавным включениям) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 193–195.

[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.* Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал) // ДАН. 2013. Т. 449, № 6. С. 692–695.

[6] *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.

[7] *Simonov V., Vasiliev Yu., Kotlyarov A., Stupakov S.* Physico-chemical conditions of crystallization of the Guli ulrabasic massif (North Part of the Siberian Platform): evidence from melt inclusions // Geophysical Research Abstracts. 2014. V. 16. EGU2014-3113.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ КАТУГИНСКОГО Ta-Nb МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.Б. Котов, Н.В. Владыкин**, А.М. Ларин*, Д.П. Гладкочуб***, Е.Б. Сальникова*, Е.В. Толмачева*, Т.В. Донская***, С.Д. Великославинский*, С.З. Яковлева**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докебрия РАН, abkotov-spb@mail.ru
**Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, vlad@igc.irk.ru
***Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dima@crust.irk.ru

Катугинское Ta-Nb месторождение является одним из самых крупных докембрийских редкометалльных месторождений мира, ассоциирующих с гранитами. Оно расположено в южной краевой части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита, в непосредственной близости от Станового структурного шва, отделяющего этот геоблок от Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Месторождение связано со щелочными гранитами катугинского комплекса, которые образуют два небольших тела (3 и 18 км^2), локализованных в пределах Калаканской тектонической зоны, протягивающейся в субширотном направлении вдоль южной краевой части раннепротерозойского Кодаро-Удоканского эпикратонного прогиба. Некоторые авторы рассматривают щелочные граниты, вмещающие редкометалльное оруденение, как амагматичные метасоматические образования, сформировавшиеся в ходе активизации протерозойских ослабленных зон. По мнению других исследователей, оруденение связано с постмагматическими метасоматическими преобразованиями щелочных гранитов.

Граниты катугинского комплекса сложены микроклином, альбитом и кварцем; в небольшом количестве присутствуют биотит, эгирин и амфибол (рибекит-арфветсонит). Они имеют возраст 2066±6 млн лет (U-Pb метод по циркону).

Рудные тела, локализованные в гранитах катугинского комплекса, состоят главным образом из циркона и пирохрора. В цирконе обнаружены первичные расплавные включения, что свидетельствует об его кристаллизации из расплава. Возраст циркона из рудных тел составляет 2063±11 млн лет, т.е. совпадает с возрастом вмещающих гранитов. Все это свидетельствует о том, что формирование редкометалльного оруденения Катугинского месторождения генетически связано с процессами становления щелочных гранитов катугинского комплекса.

Щелочные граниты катугинского комплекса обладают исключительно высокой железистостью (f=0.93–0.99), высокими содержаниями щелочей (Na_2O+K_2O=8.43–12.32 %), преимущественно натриевым типом щелочности (K_2O/Na_2O=0.43–1.10) и высокими значениями NK/A=0.96–1.48. Кроме того, они отличаются экстремально высокими содержаниями Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE (за исключением Eu) и низкими содержаниями Ca, Mg, Al, P, Ba и Sr. Для спектров распределения REE в гранитах катугинского комплекса характерно умеренное обогащение LREE ([La/Yb]n=3.40–5.30), иногда с положительной Ce аномалией, пологий наклон графика в области MREE-HREE ([Gd/Yb]n=1.10–1.69) и резко выраженная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu*=0.13–0.19).

Щелочные граниты катугинского комплекса имеют исключительно радиогенный изотопный состав Nd ($\varepsilon_{Nd}(T) = -0.4$, $T_{Nd}(DM\text{-}2st) = 2.6$ млрд лет). На диаграмме «ε_{Nd} – возраст» точки изотопных составов этих гранитов расположены значительно выше поля эволюции изотопного состава Nd континентальной коры Чара-Олекминского геоблока Алданского щита.

Sm-Nd изотопные данные со всей определенностью указывают на существенно мантийную природу источников первичных магм щелочных гранитов катугинского комплекса. Это подтверждается и геохимическими данными. Низкие величины Th/Ta и Zr/Nb отношений (0.6–1.5 и 2.5–3.1) исключают возможные источники типа IAB. Высокие значения Nb/U отношения (до 62) указывают на существенную роль мантийного компонента, а низкие значения Zr/Nb отношения (2.5–3.1) – на источник типа OIB.

Возраст гранитов катугинского комплекса и связанного с ними редкометалльного оруде-

нения отвечает глобальному раннепротерозойскому циклу, который начинается с широко проявленного рифтогенеза в интервале 2.0–2.2 млрд лет и последующего спрединга. По-видимому, именно с этим периодом связано формирование эпикратонных впадин удоканского типа в краевой части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита, рассматриваемых в качестве пассивной континентальной окраины океанской структуры, некогда разделявшей Алданский щит и Становой мегаблоки. С заключительными стадиями эволюции этой структуры, вероятно, связано внедрение щелочных гранитов катугинского комплекса, которое также происходило в условиях растяжения.

Наиболее близкими аналогами Катугинского месторождения являются редкометалльные месторождения группы Тор Лейк провинции Слейв (Канада). Месторождения этой группы, которые по своим запасам также относятся к категории уникальных, генетически связаны со щелочными гранитами Блэчфорд Лэйк, становление которых сопряжено с развитием авлакогена Атапуску. Возраст этих гранитов близок к возрасту гранитов катугинского комплекса и составляет 2094±10 млн лет (U-Pb метод по циркону). Таким образом, образование щелочных гранитоидов этих двух пространственно столь удаленных друг от друга комплексов и ассоциирующих с ними редкометалльных месторождений было близким по времени и происходило в сходных тектонических условиях – и те и другие приурочены к континентальным структурам растяжения. Растяжения пассивных окраин суперконтинентов в местах будущих орогенов обычно фиксируются внедрением роев мафических даек и щелочных гранитоидов. В провинции Слейв, которая, по-видимому, представляла собой форланд орогена Телон, это происходило 2.19–2.02 млрд лет тому назад. Последующее частичное или полное исчезновение океанских бассейнов этой стадии завершается формированием субдукционных известково-щелочных вулканитов и гранитоидов (2.02–1.95 млрд лет). Близкая картина наблюдается и на Алданском щите, где процессы растяжения на пассивной континентальной окраине (эпикратонные прогибы Удоканского типа) сменяются орогеническими процессами (2.04–1.92 млрд лет) в Алданском геоблоке и коллизией Алданского и Станового микроконтинентов 1.9 млрд лет назад.

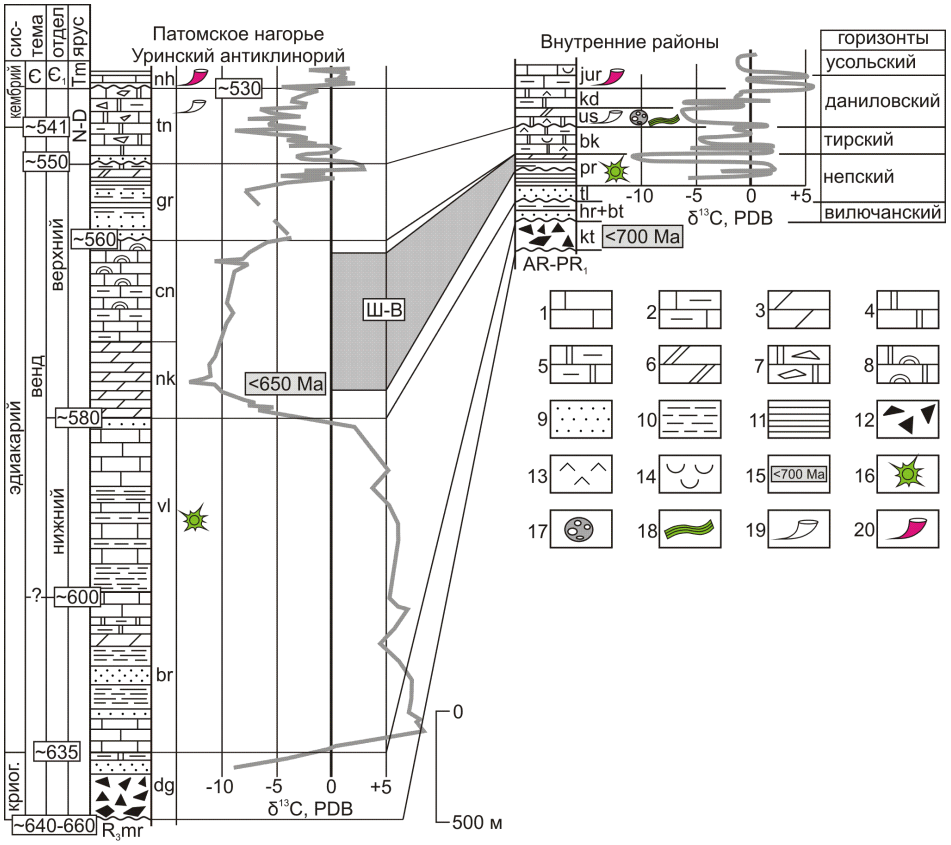
Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00325).

С-ИЗОТОПНЫЕ СОБЫТИЯ В РАЗРЕЗЕ ВЕНДА ПРЕДПАТОМСКОГО ПРОГИБА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.Б. Кочнев, Б.Г. Покровский***

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, KochnevBB@ipgg.sbras.ru
**Москва, Геологический институт РАН, Pokrov@ginras.ru

Разрез дальнетайгинской и жуинской серий Патомского нагорья имеет представительную геохимическую и палеонтологическую характеристику, и по наличию ледниковых отложений его предложено считать типовым для венда юга Сибирской платформы **[3, 5]**. Однако до сих пор оставалось дискуссионным, каким образом разрезы обнаженных районов Патомского нагорья соотносятся с разрезами скважин внутренних районов платформы. Нами на основании более 200 определений изотопного состава углерода из ряда скважин, расположенных в



Корреляция позднедокембрийских отложений Патомского нагорья (Уринский антиклинорий [3, 5, 8]) и центральных районов Сибирской платформы. *1* – известняки; *2* – глинистые известняки; *3* – мергели; *4* – доломиты; *5* – глинистые доломиты; *6* – доломитовые мергели; *7* – доломитовые брекчии; *8* – строматолитовые доломиты; *9* – песчаники; *10* – алевролиты; *11* – аргиллиты; *12* – диамиктиты; *13* – ангидриты; *14* – соли; *15* – минимальные датировки отложений по детритовым цирконам; *16* – микрофоссилии эдиакарского акантоморфного облика; *17* – скелетные остатки Namacalathus; *18* – вендотениевая флора; *19* – мелкораковинные остатки немакит-далдынского яруса; *20* – мелкораковинные остатки томмотского яруса. Ш-В – С-изотопное событие Шурам-Вонока. Индексы свит: nh – нохтуйская, tn – тинновская, gr – жербинская, cn – ченчинская, nk – никольская, vl – валюхтинская, br – баракунская, dg – джемкуканская, mr – мариинская, jur – юряхская, kd – кудулахская, us – успунская, bk – бюкская, pr – паршинская, tl – талахская, hr – хоронохская, bt – бетинчинская, kt – конгломератовая толща.

200–400 км к северу от естественных разрезов, составлена сводная кривая $\delta^{13}C$, охватывающая большую часть вендского разреза и характеризующаяся широкими вариациями $\delta^{13}C$ – от –11 до +5 ‰ (рисунок). Основание томмотского яруса, установленное в сравниваемых районах по появлению характерных остатков **[4]**, характеризуется в центральной части платформы одним или двумя крупными позитивными экскурсами $\delta^{13}C$ с амплитудой 4–5 ‰, положение которых в разрезах севера Патомского нагорья неоднозначно вследствие сильных постседиментационных изменений карбонатов тинновской и нохтуйской свит **[8]**. Основание немакит-далдынского яруса (даниловского горизонта), внутри которого наблюдаются негативные экскурсы до –7…–8 ‰, кроме перерыва в нем, характеризуется первопоявлением выше него скелетных остатков и вендотениевой флоры **[1]** и датируется по аналогии с Восточно-Европейской платформой около 550 млн лет. Тирский горизонт, отвечающий стадии регрессии, на фоне околонулевых значений содержит до трех интервалов с негативными значениями $\delta^{13}C$. Наиболее крупный негативный экскурс (до –10…–11 ‰) в разрезе центральных районов Сибирской платформы обнаружен нами в верхней части непского горизонта. В средней части непского горизонта значения $\delta^{13}C$ возвращаются к слабоположительным, снова сменяясь отрицательными в самых нижних по разрезу замерах (рисунок).

Крупный негативный пик в верхней части непского горизонта может быть сопоставлен с аналогичным экскурсом, характеризующим жуинскую серию Патомского прогиба и сопоставляемым с глобальным С-изотопным событием Шурам-Вонока **[3]**. Это верхненепское событие также имеет исключительное сходство с аналогичным по амплитуде и мощности изотопным событием DOUNCE в верхней части формации Доушаньто Южного Китая, одновозрастным с событием Шурам-Вонока **[6]**. Верхний возрастной предел этого крупнейшего в геологической истории негативного С-изотопного события оценивается как 550 млн лет, а нижний, по всей видимости, менее 580 (возможно, моложе) млн лет **[7]**. Вместе с тем, в низах разреза внутренних районов отсутствуют мощные горизонты морских карбонатных осадков с высокими (+5…+8 ‰) положительными значениями $\delta^{13}C$, аналогичными дальнетайгинской серии Патомского нагорья, хотя подстилающие ледниковые отложения близкого возраста найдены в обоих районах **[2]**. Таким образом, венд в большей части центральных районов Сибирской платформы, где он начинается с непского горизонта, имеет неполный стратиграфический объем и представлен в основном лишь верхним отделом.

[1] *Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.* Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 5. С. 28–41.

[2] *Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Прошенкин А.И.* // ДАН. 2014 (в печати).

[3] *Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

[4] *Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири*. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. Н.В. Мельников. Новосибирск: «Гео», 2005. 428 с.

[5] *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.

[6] *Lu M., Zhu M., Zhang J. et al.* The DOUNCE event at the top of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China: Broad stratigraphic occurrence and non-diagenetic origin // Precambrian Research. 2013. V. 225. P. 86–109.

[7] *Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.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.

[8] *Pelechaty S.M.* Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implications for a global stratigraphy // Journal of the Geological Society, London. 1998. V. 155. P. 957–973.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ КАТУНСКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Н.Н. Крук, И.В. Николаева, М.Л. Куйбида

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

В раннепалеозойской геологической эволюции Алтае-Саянской складчатой области (АССО) отчетливо выделяется два этапа: венд-раннекембрийский, характеризующийся широким развитием вулканогенно-осадочных толщ островодужной природы, и позднекембрийский – раннеордовикский, маркирующий крупномасштабные аккреционно-коллизионные процессы, связанные с причленением к Сибирскому континенту систем примитивных островных дуг и внутриокеанических поднятий **[1–4]**. Среднекембрийский интервал, разделяющий эти два крупных этапа, характеризовался формированием в западной части АССО специфических вулканогенно-осадочных толщ, природа которых остается до конца неясной. Наиболее типичными образованиями этого этапа являются породы усть-семинской свиты северной части Катунской зоны Горного Алтая **[5–7]**.

Вулканические и вулканогенно-осадочные толщи усть-семинской свиты слагают обширный ареал, протягивающийся на обоих берегах Катуни от п. Усть-Сема до п. Едиган. Особенности их геологического строения детально описаны в **[6–8]**. По данным этих авторов, среднекембрийские образования слагают несколько в разной степени эродированных палеовулканических построек (стратовулканов), а также серию субвулканических штоков, силлов и даек, секущих подстилающие вулканогенные и карбонатные отложения. Вулканогенно-осадочные толщи характеризуются резкой фациальной невыдержанностью: по мере удаления от центров вулканических построек наблюдается смена жерловых и прижерловых, преимущественно вулканических фаций склоновыми, в которых преобладают пирокластические породы, а затем – существенно туфотерригенными отложениями.

Петрографической особенностью вулканических пород является обилие вкрапленников зеленого хромсодержащего **[6]** диопсида. Реже в порфировых выделениях встречаются оливин, хромит и основной плагиоклаз. По петрографическим и петрохимическим характеристикам среди базальтов выделено шесть групп, отличающихся по набору вкрапленников **[6]**. Редкоэлементный состав пород характеризуется умеренными содержаниями «транзитных», крупноионных и большинства высокозарядных элементов, нижекларковыми концентрациями РЗЭ, обеднением Nb и Ta, типичными для магм надсубдукционного генезиса **[9]**.

Тектоническая позиция вулканогенно-осадочных отложений усть-семинской свиты остро дискуссионна: в разные годы процессы их формирования связывались с обстановкой задугового бассейна **[6]**, «перескоком» зоны субдукции при заклинивании ее внутриокеаническим поднятием **[10, 11]**, погружением СОХ под край континента **[9]** или «мобилизацией» ранее существовавших магматических очагов при «скучивании» океанического бассейна при переходе от островодужного режима к аккреционно-коллизионному (А.Э. Изох, отдельное мнение **[9]**).

Дополнительная информация об условиях формирования среднекембрийских толщ Катунской зоны получена при изучении осадочных пород усть-семинской свиты. Резко преобладающей разностью здесь являются зелено-серые полимиктовые песчаники, реже встречаются алевролиты. В песчаниках повсеместно встречаются в той или иной степени разложенные обломки кристаллов зеленого диопсида, аналогичные вкрапленникам базальтов. Кроме того, отмечаются обломки кристаллов плагиоклаза, крайне редко – замещенного оливина, повсеместно присутствуют обломки основных лав. Следов среднего и кислого материала (обломков соответствующих эффузивов, зерен кварца, кислого плагиоклаза и т.д.) в песчаниках не обнаружено.

Вещественный состав осадочных пород характеризуется более широкими и неравномерными, в сравнении с составом базальтов, вариациями. Вероятно, это объясняется двумя противоположными тенденциями: 1) «усреднением» состава при смешении материала различных по составу базальтов и туфов (в том числе – извергшихся в разных вулканических центрах) и 2) механической сортировкой материала в ходе его перемещения.

В целом проанализированные песчаники и алевролиты характеризуются низкой кремнекислотностью (46–52 мас. % SiO_2). Более высокие концентрации кремнезема встречены только в алевролитах, для которых при петрографических исследованиях установлена значительная примесь кремнистого материала. По содержаниям остальных петрогенных компонентов осадочные породы занимают промежуточное положение между составами базальтов различных петрохимических групп. Единственным исключением является кальций, содержания которого в ряде проанализированных проб существенно ниже, чем во всех группах базальтов. Петрографические исследования показали, что низкие содержания кальция характерны для осадков, содержащих минимальные количества обломков высокоизвестковистых минералов (диопсида, основного плагиоклаза), и, вероятно, связаны с перераспределением вещества в осадочном процессе.

Редкоэлементный состав песчаников также обнаруживает широкие вариации и в целом идентичен средневзвешенному составу базальтов усть-семинской свиты. Единичные анализы изотопного состава Nd демонстрируют близость изотопного состава вулканитов и песчаников. Те и другие характеризуются высокими отношениями $^{147}Sm/^{144}Nd$ (около 0.16) и имеют близкие значения $\varepsilon_{Nd}(520)=5.4–6.6$. Примечательно то, что по петрохимическому, редкоэлементному и изотопному составу осадочные породы усть-семинской свиты резко отличаются от осадочных пород второй половины раннего кембрия, развитых в пределах отдельных секторов раннекембрийской островодужной системы **[12]**.

В целом, проведенные исследования позволяют предполагать, что осадочные породы усть-семинской свиты сформированы во «внутриокеанической» обстановке исключительно за счет материала синхронных им вулканических и пирокластических образований без заметного привноса терригенного материала с островных дуг или края континента. Таким образом, наиболее вероятно, что формирование рассматриваемых толщ было связано с плавлением литосферной мантии в ходе «скучивания» океанического бассейна на ранней стадии аккреционно-коллизионных событий. Дополнительным источником тепла, обусловившим плавление мантии, могли быть расплавы внутриплитной природы, маркировавшие раннюю стадию формирования Алтае-Саянской крупной изверженной провинции.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ОНЗ РАН № 10.2.

[1] *Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Чанг Э.З.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.

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

[3] *Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А.* Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 431–446.

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

[5] *Винкман М.К.* Стратиграфическая схема докембрийских и нижнекаледонских отложений Горного Алтая // Материалы по геологии Сибири. М.: Госнаучтехиздат, 1958. Вып. 61. С. 5–23.

[6] *Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В.* Диопсидсодержащие базальты кембрия Чепошской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 11. С. 1760–1772.

[7] *Зыбин В.А.* Эталон Усть-Семинского комплекса порфировых базальтов и трахибазальтов (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. 277 с.

[8] *Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г.* Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа: Труды ИГиГ СО АН СССР. М.: Наука, 1969. № 22. 283 с.

[9] *Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т.* Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса

Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 4. С. 541–567.

[10] *Буслов М.М., Ватанабе Т.* Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 82–93.

[11] *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.

[12] *Крук Н.Н., Крук Е.А., Николаева И.В.* Вещественный состав и источники раннекембрийских осадочных пород Алтае-Северосаянского вулканического пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 146–148.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ХАНГАЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ: ИСТОЧНИКИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ

Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк*, А.М. Козловский*, В.М. Саватенков***

*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, katama@mail.ru
**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Позднекайнозойский Хангайский вулканический ареал (Центральная Монголия) объединяет разновозрастные изолированные друг от друга вулканические районы, отдельные лавовые поля и долинные потоки. Его структурное положение контролируется современным Хангайским нагорьем (сводом) и характеризуется концентрически зональным распределением вулканических пород относительно его центра **[1]**. В центральной (осевой) части ареала выделяются вулканические поля Водораздельного грабена, характеризующиеся наиболее мощными (более 500 м) вулканическими разрезами. Лавовые толщи периферических зон ареала распространены вдоль его северного (Тарятский грабен), северо-восточного (Хануйский, Нижнеорхонский и Угийнурский грабены междуречья Орхон-Селенги), южного (район Долины Озер) и юго-восточного (Верхнеорхонский грабен) обрамления. Формирование этих полей было многоимпульсным и происходило в интервале последних 20 млн лет **[2]**.

Как было установлено ранее **[1]**, вулканические породы разных этапов формирования ареала имеют довольно близкий петро- и геохимический состав. Они отвечают базанитам, фонотефритам, трахибазальтам, трахиандезибазальтам, редким фоидитам, собственно базальтам и андезитам. Породы из центральной части ареала (Водораздельного грабена) характеризуются достаточно устойчивыми содержаниями петрогенных элементов и по сравнению с лавами других вулканических районов имеют более высокую магнезиальность ($Mg\#_{ср}$=0.58), и только здесь встречаются собственно базальты. В отличие от них, лавы склоновых участков Хангая выделяются повышенной щелочностью, более высокими содержаниями TiO_2, P_2O_5, K_2O и более низкими Al_2O_3, $Mg\#_{ср}$=0.55. В геохимическом плане породы ареала сопоставляются с базальтами OIB типа. Породы центра ареала (Водораздельного грабена) выделяются наиболее деплетированным составом. По сравнению с базальтами OIB типа они отличаются более низкими концентрациями большинства элементов, при более высоких содержаниях Ba, K, Sr. Породы склоновых участков ареала являются геохимически более обогащенными относительно пород Водораздельного грабена и по сравнению с OIB отличаются более высокой степенью фракционирования РЗЭ. По мере удаления от центра ареала происходит все большее обогащение пород высоконесовместимыми элементами: $(La/Yb_{ср})_n = 11_{центр} \rightarrow 13_{ближняя\ периферия} \rightarrow 19_{дальняя\ периферия}$. По изотопным данным в формировании разновозрастных пород ареала участвовали источники с характеристиками мантии типа PREMA и геохимически обогащенной мантии. При этом в составе пород Водораздельного грабена из центра ареала доминирует роль компонента PREMA, участие обогащенной мантии (EMI) проявлено в меньшей степени. В лавах же склоновых участков ареала, наряду с PREMA, отмечаются добавки источников с характеристиками обогащенной мантии (EMI и EMII).

Дополнительные данные о среде плавления дают исследования расплавных включений и содержащих их минералов-вкрапленников. По результатам их изучения исходные расплавы позднемиоценовых пород из центра ареала (Водораздельного грабена) формировались из источника с относительно высокими концентрациями Al_2O_3 и низкими содержаниями MgO, что по экспериментальным данным **[3]** сопоставляется с продуктами плавления мантийных пироксенитов. Такая же среда плавления установлена и для позднемиоценовых пород северо-восточной периферии (Нижнеорхонского грабена). А вот для северной периферии Хангая (Тарятского грабена) отмечаются различия в составе среды плавления позднемиоценовых и плейстоценовых магм. В образовании позднемиоценовых пород Тарятского грабена, так же как и для лав из центра и северо-восточной периферии ареала, существенную роль играли пироксениты, тогда как плейстоценовые расплавы формировались из среды с увеличенной долей пери-

дотитового компонента, отличаясь более низкими содержаниями Al_2O_3 и высокими значениями MgO **[3]**. Эти различия в составе среды плавления отражаются и в изотопных характеристиках пород. Пироксенитовый компонент более характерен для источников, обладающих характеристиками взаимодействия мантии PREMA и EMI, в то время как перидотитовый компонент является результатом смешения мантии PREMA и EMII. Стоит также отметить, что состав гретых стекол включений из центра и периферии ареала имеет те же закономерности, которые свойственны породам (более высокая магнезиальность $Mg\#(L_{центр}/L_{периферия})_{ср}=0.57/0.52$, Al_2O_3 и более низкие содержания TiO_2, P_2O_5 в стеклах из центра ареала (Водораздельного грабена) по сравнению с составами стекол из наиболее удаленных северной и северо-восточной периферии ареала (Тарятского и Нижнеорхонского грабенов)). По содержанию летучих компонентов и ряда петрогенных элементов изученные составы первичных расплавов ареала наиболее близки к составам расплавов из базальтов океанических островов **[4]**.

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о зональном изменении состава источников расплавов и условий их плавления в основании позднекайнозойского Хангайского вулканического ареала. Зональность определяется более деплетированным источником магматизма в сводовой части ареала по сравнению с его склонами. Выявленные вариации могут быть рассмотрены с позиции связи магматизма с мантийным плюмом, для которого следует предположить неоднородное (зональное) строение, как в отношении его вещественных характеристик, так и в отношении изменчивости температурного режима в основании Хангайского свода. Так, разброс значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –10 до 3 и $\varepsilon_{Sr}(T)$ от –9 до +5 в породах ареала может быть связан с неоднородностью мантийного источника. Это, в частности, находит отражение в проведенных исследованиях расплавных включений и минералов-вкрапленников из разновозрастных пород ареала, в результате которых выявлено присутствие разных компонентов (пироксениты и перидотиты) в источнике плавления.

Модель мантийного плюма, предполагаемая для Хангайского вулканического ареала, объясняет, во-первых, неоднородность (зональность) его вещественных характеристик и, во-вторых, вариации условий плавления (температуры и давления), определяющих степени плавления и составы реститовых фаз под центральным и периферическими участками ареала. Обогащение LREE относительно HREE в породах склоновых участков ареала связывается с низкими степенями плавления в области стабильности граната, что отвечает пониженным температурам под краями свода и соответственно более глубокому уровню плавления мантии. Напротив, в центре ареала обогащение MgO и HREE относительно LREE вызвано большей степенью плавления гранатсодержащего протолита вследствие больших температур под центральной стволовой частью плюма, тем самым подчеркивая его температурную неоднородность. Изотопные данные и данные о первичных расплавах свидетельствуют о вовлечении в область плавления мантии различных источников магматизма. Доминирующим является нижнемантийный компонент с характеристиками PREMA, к которому присоединяется захороненный древний рециклированный коровый компонент **[5]**, несущий характеристики изотопно-обогащенной мантии EMI. Эти глубинные источники отвечают за появление в области магмогенерации пироксенитов **[6, 7]**. Появление источника с характеристиками изотопно-обогащенной мантии EMII в зонах магмогенерации связывается нами с вовлечением континентальной литосферной мантии, которая имеет перидотитовый состав.

Эти выводы также подкрепляются геофизическими данными **[8]**, по которым под Хангаем определен астеносферный выступ, прослеживаемый до глубин 50 км, а также данными сейсмотомографии **[9, 10]**, позволившими установить под Хангаем интенсивную низкоскоростную аномалию, прослеживаемую до глубин 450–600 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-31164-мол_а, а также Программы ОНЗ РАН № 10.

[1] *Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М.* Магматическая зональность позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии и ее связь с мантийным плюмом // ДАН. 2010. Т. 432, № 2. С. 215–219.

[2] *Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Лебедев В.А., Козловский А.М.* Изотопные (Sr, Nd) и геохимические характеристики позднекайнозойского вулканизма Центрального Хангая и особенности их вариаций // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 137–139.

[3] *Kogiso T., Hirschmann M.M., Pertermann M.* High-pressure partial melting of mafic lithologies in the mantle // Journal of Petrology. 2004. V. 45, № 12. P. 2407–2422.

[4] *Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А.* Летучие компоненты (H_2O, CO_2, Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8, № 2. С. 131–164.

[5] *Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core–Mantle Boundary // Gondwana Research. 2007. V. 11. P. 7–37. doi:10. 1016/j.gr.2006.06.003.

[6] *Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.* An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature. 2005. V. 434. P. 590–597.

[7] *Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al.* The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. P. 412–417.

[8] *Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.* Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Известия АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 33–42.

[9] *Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др.* Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.

[10] *Мордвинова В.В., Треусов А.В., Шарова Е.В., Гребенщикова В.И.* Результаты телесейсмической двумерной Р-томографии: свидетельство мантийного плюма под Хангаем // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. С. 41–43.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА) НА ОСНОВЕ МИКРОБИАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Н.Б. Кузнецов **, С.А. Анисимова***, А.В. Шацилло****, С.Г. Серов**, А.В. Бондарев***

*Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru
**Москва, Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина
***Иркутск, Институт земной коры СО РАН, svetanisimova@crust.irk.ru
****Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

История геологического изучения позднедокембрийских и палеозойских отложений Тейско-Чапского района (северо-восточная часть Енисейского кряжа) насчитывает много десятилетий и связана с именами М.А. Семихатова, Р.Б. Карпинского, Н.И. Карпинской, В.В. Хоментовского, В.Ю. Шенфиля, Б.Г. Покровского, Л.Н. Репиной и др. **[4, 7, 8, 10, 12]**. Представления о стратиграфическом расчленении палеозойских отложений этого района и выделении здесь лебяжинской, островной и климинской свит нижнего кембрия, оленчиминской свиты среднего кембрия и эвенкийской свиты среднего-верхнего кембрия были заложены на этапе составления среднемасштабной геологической карты этой территории **[3]**.

При проведении регионально-геологического доизучения местности (включая стратиграфические **[5]**, седиментологические и палеомагнитные **[13]** исследования) в бассейнах рек Чапа и Тея в 2013 и 2014 гг. нами были получены дополнительные литолого-фациальные материалы по развитым здесь нижнепалеозойским карбонатным толщам.

В частности, в нижней пачке лебяжинской свиты по левому берегу р. Чапа были обнаружены красноцветные доломитистые алевролиты, содержащие фоссилии (рис. 1), напоминающие мелкораковинную фауну (SSF), характерную для границы венда-кембрия **[1, 11]**. Этот материал требует дополнительных лабораторных исследований с растворением и извлечением фауны.

Все остальные полученные новые палеонтологические материалы по нижнепалеозойским карбонатам касаются описания и изучения микробиальных образований (строматолитов и микрофитолитов) в породах лебяжинской, а также островной и климинской свит. Эти микробиальные образования стратиграфического значения здесь не имеют, так как в изученных породах известны сборы трилобитов, брахиопод и других ортостратиграфических фаунистических



Рис. 1. Красноцветные доломитистые алевролиты из нижней пачки лебяжинской свиты (левый берег р. Чапа) с фоссилиями, напоминающими мелкораковинную фауну (SSF), характерную для границы венда–кембрия [1, 11].



Рис. 2. Известняки с микробиальными образованиями (пластовыми строматолитами *Stratifera praepiata* Dol.) из разреза нижней пачки лебяжинской свиты по р. Чапа. Слева – поперечный скол, справа – поперечный шлиф.

остатков **[7, 8, 10]**. Однако материалы по строматолитам и микрофитолитам использованы для литолого-фациальных построений и корреляций со смежными регионами, а также для тестирования палеогеографических реконструкций (например **[9]**).

В разрезе нижней пачки лебяжинской свиты, выше места обнаружения упомянутых фоссилий, сходных с SSF, были обнаружены тонкослоистые известняки с микробиальными образованиями (строматолитами) хорошей сохранности. Это пластовые строматолиты *Stratifera praepiata* Dol. (рис. 2), имеющие широкое стратиграфическое (венд – нижний кембрий) и географическое распространение – от Патомской структурно-фациальной (СФ) зоны (нохтуйская и мачинская свиты, реки Жуя, Лена, Чуя; толбачанская свита, р. Витим), Муйской СФ зоны (р. Аикта, р. Келяна, золотовская свита), Присаянской СФ зоны (р. Урик, усольская свита, р. Тагул, тальская свита) и до Прибайкальской СФ зоны (усольская свита) **[2, 10, 13, 14]**.

В этой же части разреза лебяжинской свиты были найдены биогермные постройки желваково-столбчатых строматолитов группы *Collenia columnaris* Masl. (рис. 3), имеющей диапазон распространения верхний кембрий – нижний ордовик **[7, 8]**.



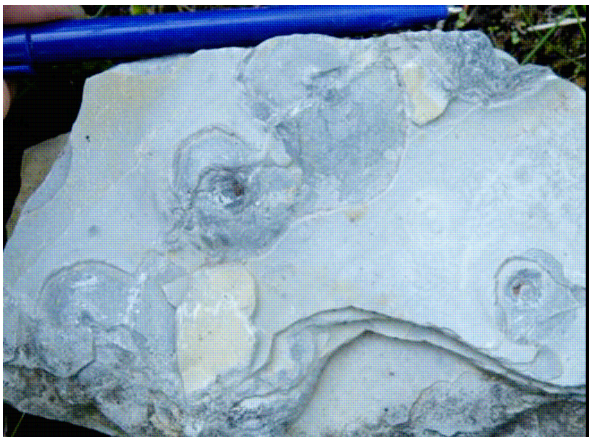


Рис. 3. Микробиальные постройки желваково-столбчатых строматолитов из группы *Collenia columnaris* Masl. в известняках верхов разреза нижней пачки лебяжинской свиты по р. Чапа. Вверху – поверхность напластования: слева – вид сверху; справа – вид снизу. Слева внизу – поперечная пришлифовка.



Рис. 4. Желваково-столбчатые строматолиты из группы *Collenia* sp. в известняках из разреза верней пачки лебяжинской свиты по р. Чапа.



Рис. 5. Глиптоморфозы кристаллов каменной слои в карбонатных породах из разреза верхней пачки лебяжинской свиты по р. Чапа.

Обнаруженные в нижней пачке лебяжинской свиты микробиальные остатки указывают на литофациальные обстановки, характеризующиеся привносом терригенного (глинистого) материала и частичной сменой их застойными обстановками. В целом это хорошо согласуется с красноцветностью пород и проявлением вторичных процессов лимонитизации **[9]**.

Характерное для разреза средней пачки лебяжинской свиты чередование тонкоплитчатых доломитов и известняков сформировалось в бассейне с нормальной соленостью (на что указывают известные из литературы находки трилобитов *Bulaiaspis prima* Lerm., хиолитов и брахиопод **[7, 8, 10]**), со спокойным гидродинамическим режимом, в субтропическом климатическом поясе **[6, 9]**.

Верхняя пачка лебяжинской свиты характеризуется резкой сменой гидродинамического и солевого режима в бассейне седиментации. Об этом свидетельствует исчезновение трилобитов и массовое появление микробиальных построек желваково-столбчатых строматолитов группы *Collenia* sp. (рис. 4). В породах из разреза этой пачки наблюдались текстурно-структурные признаки окислительных условий осадконакопления **[15]**. Это полости, остающиеся после выщелачивания глиптоморфоз по кристаллам каменной соли (рис. 5) или гипса.

В карбонатных породах островной и климинской свит нижнего кембрия при проведении полевых и лабораторных исследований нами были найдены водорослевые маты. Эти образования весьма сходны с водорослевыми матами кембрийского облика **[6]**.

В целом, структурно-текстурный анализ изученных микробиальных образований (строматолитов и микрофитолитов) указывает на непостоянство уровня моря в осадочном бассейне, в котором накапливались вмещающие их отложения, периодическое его осушение и изменчивый солевой режим. Эти условия являлись весьма неблагоприятными для развития фауны раннего палеозоя, но были относительно благоприятны для строматолитов и микрофитолитов. Они занимали экстремальные ниши, непригодные для жизни других организмов в венд-раннепалеозойское время. Известно, что такой характер размещения ареалов распространения фаунистических сообществ и строматолитов сохранялся и в последующие геологические эпохи, вплоть до настоящего времени.

Микробиальные образования из пород лебяжинской, а также островной и климинской свит Тейско-Чапского района сформированы в фотической зоне глубиной до 10–15 м морского бассейна с повышенной соленостью вод и температурой не ниже +18 °С. Для этих шельфовых фациальных обстановок были характерны активный гидродинамический режим и довольно значительный привнос терригенного (глинистого) материала.

При проведении дальнейших исследований необходимо провести картирование ископаемых микробиальных построек, установив их длину, ширину, взаимоотношения с вмещающими образованиями. Это было бы полезно как для решения фундаментальных вопросов эволюции

жизни на Земле, так и для решения некоторых практических задач, связанных с генерацией углеводородов и некоторых других полезных ископаемых, например фосфоритов.

Исследования проведены в ходе выполнения работ по ГК 5Ф-12 от 26 марта 2012 г. (г. Новосибирск), а также в рамках Приоритетного научного направления программы РАН–СО РАН VII-73.2.1.4, при финансовой поддержке Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017).

[1] *Васильева Н.И.* Мелкораковинная фауна и биостратиграфия нижнего кембрия Сибирской платформы. СПб.: ВНИГРИ, 1998. 139 с.

[2] *Дольник Т.А.* Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск, 2000. 320 с.

[3] *Карпинский Р.Б., Карпинская Н.И.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200000 (P-46-XXXII). Л.: ВСЕГЕИ, 1969.

[4] Кембрий Сибири / Под ред. Л.Н. Репина, А.Ю. Розанова. Новосибирск: Наука, 1992. 132 с.

[5] *Кузнецов Н.Б., Шацилло 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.

[6] *Лучинина В.А., Коровников И.В., Новожилова Н.В., Токарев Д.А.* Биофации раннего кембрия Сибирской платформы по бентосу (хиолиты, мелкораковинная проблематика, археоциаты, трилобиты и известковые водоросли) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 2. С. 3–21.

[7] *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири*. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 216 с.

[8] *Решения Четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 64 с.

[9] *Розанов А.Ю.* Палеогеография и палеобиогеография раннего кембрия // Вестник АН СССР. 1985. № 11. С. 86–92.

[10] *Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 242 с.

[11] *Хоментовский В.В., Карлова Г.А.* Специфика экологии венд-кембрийских биот мелкораковинной фауны Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 8–17.

[12] *Хоментовский В.В., Шенфель В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

[13] *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э.* Первые палеомагнитные данные по стратотипическому разрезу лопатинской свиты Тейско-Чапского прогиба (Енисейский кряж): к вопросу о возрасте терминальных уровней докембрия региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014 (наст. выпуск).

[14] *Anisimova S.A., Gelety N.K., Anisimov A.Y., Dol'nik T.A., de Boisgrollier T.* Sedimentary Precambrian deposits in southwestern Transbaikalia (Siberia): phytoliths content, lateral correlations and geodynamics // Global Geology. 2012. V. 15, № 3. P. 191–203.

[15] *Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record* / Eds. J. Schieber, P.K. Bose, P.O. Eriksson, S. Banerjee, S. Sarkar, W. Altermann, O. Catuneau. Amsterdam: Elsevier, 2007. 311 p.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО U-PB ВОЗРАСТАМ И HF-РЗЭ-СИСТЕМАТИКАМ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ БРУСОВСКОЙ СВИТЫ БЕЛОМОРЬЯ: НАЧАЛО КОЛЛИЗИИ АРКТИДЫ И БАЛТИКИ НЕ РАНЕЕ 540 МЛН ЛЕТ НАЗАД

Н.Б. Кузнецов, Е.А. Белоусова**, А.С. Алексеев***, Т.В. Романюк*****

*Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru
**Сидней, Австралия, Центр GEMOC, Университет Маккуори, elena.belousova@mq.edu.au
***Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, aaleks@geol.msu.ru
****Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

Тектоническая природа Протоуральско-Тиманского орогена, в строении реликтов которого участвуют кристаллические комплексы с возрастом от 750 до 500 млн лет, слагающие фундамент Тимано-Печорско-Южнобаренцевоморской молодой платформы, расположенной непосредственно к северо-востоку от Восточно-Европейской платформы (ВЕП), активно обсуждалась в последние годы. При этом конкурировали фактически только две концепции. Концепция ТАОБ (Тиманская Активная Окраина Балтики) трактует ороген как аккреционный ороген на активной окраине Балтики **[1]**. Концепция АБК (Арктида-Балтика Коллизия) трактует ороген как коллизионный ороген, образовавшийся в зоне столкновения двух континентов – Арктиды и Балтики **[2]**. В соответствии с концепцией АБК, в неопротерозое континенты Арктида и Балтика были разделены Печорским океаном, литосфера которого однонаправленно погружалась (субдуцировалась) под активную Большеземельскую окраину Арктиды, а Тиманская окраина Балтики оставалась пассивной вплоть до момента столкновения (коллизии) этих континентов. Новые данные по детритным цирконам из песчаников нижнекембрийской брусовской свиты Мезенского бассейна Беломорского региона ВЕП вместе с аналогичными опубликованными данными по неопротерозойским и раннепалеозойским осадочным породам северо-восточной периферии ВЕП позволяют тестировать эти две концепции и уточнить время начала коллизии Арктиды и Балтики.

Для детритных цирконов из песчаников брусовской свиты было выполнено U/Pb-изотопное датирование (LA-ICP MS, 60 анализов), а также изучение Lu/Hf-изотопной системы и содержания РЗЭ (26 элементов-примесей, 45 анализов). Для возраста получены значения в интервале от 2751±44 до 1011±44 млн лет (рис. 1), значения ε_{Hf} варьируются от +8.2 до –10.1,

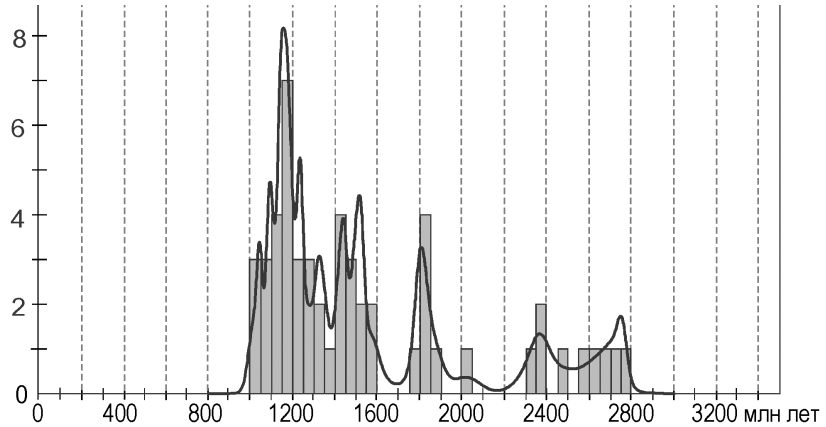


Рис. 1. Гистограмма и график плотности вероятности для U/Pb изотопных ($^{206}Pb/^{207}Pb$) возрастов цирконов нижнекембрийской брусовской свиты падунской серии (образец 09-325, скважина AL303), Мезенский бассейн, Юго-Восточное Беломорье.

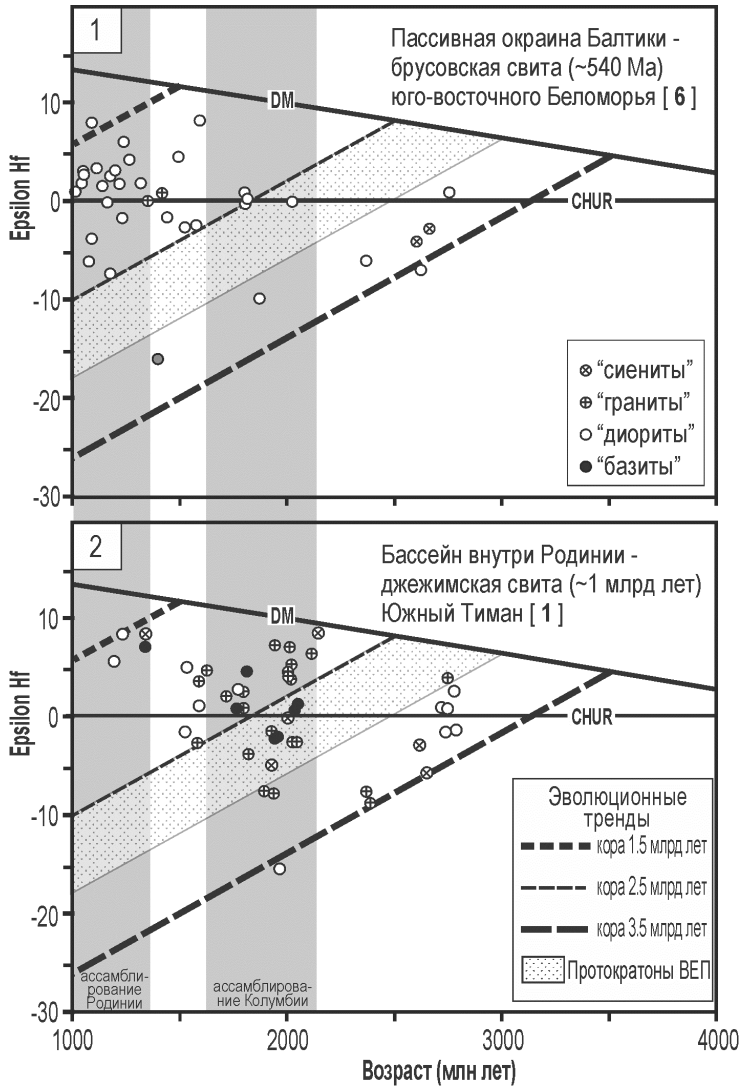


Рис. 2. Систематики по данным изучения U/Pb (возрасты) и Lu/Hf изотопных систем, а также содержаниям РЗЭ (тип родительских пород «сиениты», «граниты», «диориты» и «базиты») детритных цирконов из песчаников: *1* – нижнекембрийская брусовская свита, *2* – нижненеопротерозойская джежимская свита.

а модельный возраст субстрата (TDMC) оценен в диапазоне 1.42–3.59 млрд лет (рис. 2-1). Оценки типа материнских по отношению к изученным цирконам магматических пород по содержанию РЗЭ в цирконах показали, что ~80 % зерен происходят из «диоритов» (рис. 2-1).

К настоящему времени детритные цирконы из обломочных пород неопротерозойско-кембрийских осадочных толщ северо-восточной периферии ВЕП, представляющих различные сегменты юго-западной («Балтийской») стороны Протоуральско-Тиманского орогена, изучены уже как минимум в семи регионах, располагающихся вдоль всей длины орогена. Седиментационный возраст всех этих стратиграфических единиц более или менее равномерно характеризует весь неопротерозойско-кембрийский интервал (рис. 3). Самая древняя осадочная свита, для которой было надежно зафиксировано наличие «протоуральско-тиманского провенанс-сигнала», – это среднекембрийская (~510 млн лет) саблинская свита (рис. 3, диаграмма B11) Приладожья. Отсутствие «протоуральско-тиманского провенанс-сигнала» в поздненеопротерозойских осадочных толщах, автохтонных Балтике, свидетельствует в пользу концепции АБК. Самая молодая осадочная толща, в которой зафиксировано отсутствие «протоуральско-тиманского провенанс-сигнала», – это нижнекембрийская (~540 млн лет) брусовская свита (рис. 3, диаграмма

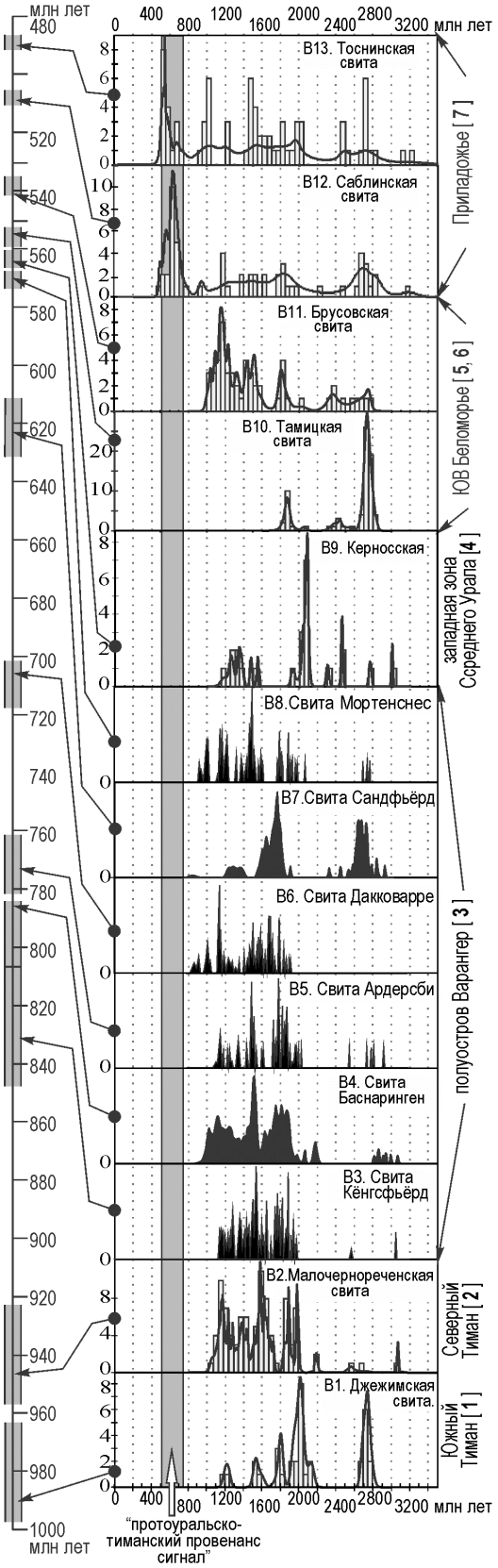


Рис. 3. Сводка U/Pb изотопных возрастов (гистограммы и кривые плотности вероятности) детритных цирконов из (мета)осадочных неопротерозойских-раннепалеозойских пород северо-восточной периферии ВЕП для «Балтийской» стороны орогена Протоуралид-Тиманид. Серые прямоугольники на временной шкале (левый край рисунка) показывают приблизительный возрастной интервал стратиграфических единиц.

В10) Мезенского бассейна. Следовательно, время начала коллизии между Арктидой и Балтикой ограничено в настоящее время интервалом 540–510 млн лет.

Сопоставление параметров детритных цирконов по трем характеристикам (U/Pb возраст вместе с Lu/Hf и РЗЭ систематиками) из раннекембрийской брусовской свиты (аккумулировавшейся на Тиманской пассивной окраине Балтики) и ранненеопротерозойской джежимской свиты (аккумулировавшейся в «балтийской» части Родинии) показывает, что детритный материал, аккумулировавшийся в этих свитах, существенно различался (см. рис. 2). Наиболее вероятно, что детрит в джежимскую свиту поступал из ближайших северо-восточных частей Балтийского щита и центральных частей ВЕП (палеопротерозойские с большой долей ювенильных «диоритовых» и архейские цирконы) и только самый минимальный привнос (мезопротерозойские цирконы) мог быть из удаленных частей Родинии. В противоположность этому, палеопротерозойские цирконы очень редки и никаких ювенильных цирконов ($\varepsilon_{Hf}>0$) не получено в брусовской свите, которая была сформирована на ~0.5 млрд лет позднее дежимской свиты на Тиманской окраине Балтики. Подавляющее количество детритных цирконов представлены зернами с «диоритовыми» характеристиками материнских пород (более 80 % всех изученных).

Доминирующие мезопротерозойские детритные цирконы представлены в равной пропорции зернами с мантийными ($\varepsilon_{Hf}>0$) и более зрелыми коровыми ($\varepsilon_{Hf}<0$) Hf-изотопными характеристиками. Для многочисленных мезопротерозойских «диоритовых» ювенильных цирконов родительскими породами не могли быть комплексы, сформированные во внутрикратонических обстановках. Для них наиболее вероятный источник – вулканические дуги. Мезопротерозойские цирконы с вкладом более древнего (изотопно зрелого) корового материала в протолите вряд ли могли происходить из «Балтических» внутриплитных магматических комплексов, так как их модельный возраст не совпадает с возрастом комплексов, характерным для фундамента ВЕП. Таким образом, изначальным источником для всей совокупности мезопротерозойских цирконов брусовской свиты наиболее вероятно служили мезопротерозойские орогены, сутурировшие Родинию, – Гренвильский (Свеко-Норвежский в пределах Балтики) и другие орогены. Тот факт, что песчаники брусовской свиты не содержат «протоуральско-тиманского провенанс-сигнала» и содержат не только цирконы из близких источников, но также существенное число цирконов из далеких питающих провинций, свидетельствует в пользу того, что во время аккумуляции брусовской свиты Мезенский бассейн все еще был бассейном на пассивной окраине Балтики и не трансформировался в форландовый прогиб Протоуральско-Тиманского орогена.

[1] *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geological Society of London, Memoirs. 2004. V. 30. 255 p.

[2] *Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O`Reilly S.Y., Griffin W.L.* Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 17. P. 583–601.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД В РИФТОВЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ (БАРГУЗИНСКАЯ ВПАДИНА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ)

Е.А. Кузьмина

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Selenginsk2007@mail.ru

С позиций структурной гидрогеологии в пределах Байкальской рифтовой системы (БРС) применительно к основным структурным элементам земной коры выделяются гидрогеологические массивы, гидрогеологические бассейны и обводненные разломы **[1, 6]**. Основное внимание в настоящей работе уделено исследованию процессов формирования минеральных лечебных вод Баргузинского гидрогеологического бассейна, характеризующихся широким спектром химического состава и бальнеологических свойств. Детальному изучению были подвергнуты воды Алгинского термального источника, выделяющиеся исключительно сульфатным натриевым составом на фоне других источников Баргузинской впадины с гидрокарбонатно-сульфатным и сульфатно-гидрокарбонатным натриевым составом.

Основная цель выполненных исследований заключалась в установлении источников формирования состава воды Алгинского выхода, прежде всего из коровых водовмещающих пород – гранитов или андезитов, а также возможности участия компонентов подкоровых флюидов.

Алгинский термальный источник расположен на восточном борту Баргузинской впадины, у подножья Икатского хребта. Трещинно-жильные термальные воды выводятся к поверхности по зоне дробления обводненного разлома, после чего смешиваются с холодными водами верхних частей разреза рыхлых отложений впадины, приобретая результирующую температуру 20 °С. В районе Алгинского выхода преобладающими породами являются граниты Ангаро-Витимского батолита. Вместе с тем, там обнаружены выходы молодых вулканических пород с возрастом около 8 млн лет **[4]**, характеризующихся андезитовым составом, не свойственным для вулканитам БРС. Проведенные сейсмологические исследования БРС **[3]** свидетельствуют о режиме растяжения земной коры в центральной и северо-восточной частях рифтовой системы.

В исследовании генезиса состава воды Алгинского источника применялось физико-химическое моделирование, решающее задачи, связанные с поступлением элементов в водный раствор, реконструкцией процесса миграции, концентрирования и осаждения химических элементов, определением формы существования элементов в водном растворе, газовой и твердой фазах.

В ходе физико-химического моделирования процессов формирования состава воды Алгинского термального источника постоянно осуществлялась верификация самой модели, базирующейся на химическом составе воды этого источника.

Проверка предположения о том, могут ли граниты или андезиты быть источником всех химических элементов или для формирования состава анализируемой воды необходимо участие ювенильного источника вещества, была проведена в два этапа. На первом этапе физико-химического моделирования проводилось исследование взаимодействия атмосферные воды – порода (андезиты/граниты) при разных P–T условиях. В расчетах изменялась степень взаимодействия в системе «вода – порода», выраженная коэффициентом, определяющим количество породы, взаимодействующей с 1 кг воды. В экспериментах этот коэффициент изменялся от 5 до 20 г/кг H_2O. Из полученных графиков видно, что наиболее вероятным источником макроэлементов в воде могут быть граниты, а не андезиты (рис. 1). Наиболее близкий модельный химический состав получается при взаимодействии гранитов с чистой водой при температуре 93 °С. На втором этапе моделирования рассматривался процесс охлаждения гидротермального раствора, полученного при температуре от 93 до 20 °С. Полученный равновесный состав охлажденного гидротермального раствора существенно отличается от реального химического состава подземных вод по содержанию Si и Ca. Это может быть объяснено тем, что в модели были

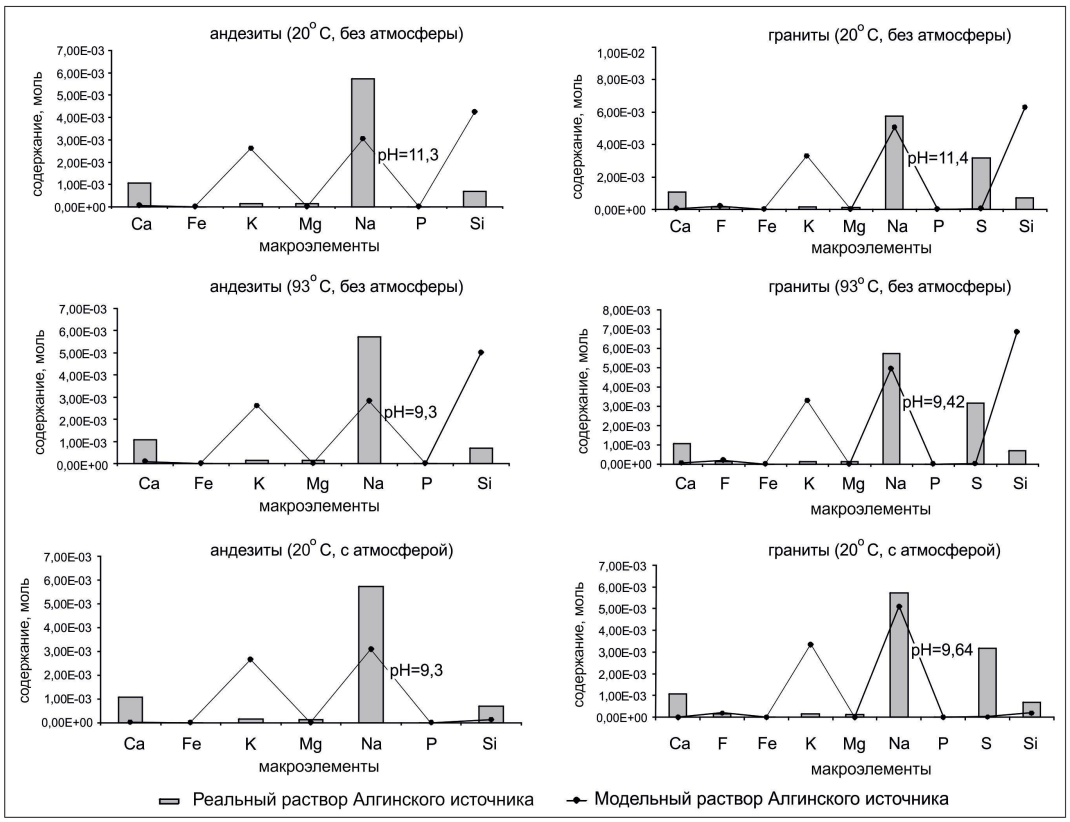


Рис. 1. Графики взаимодействия атмосферные воды-граниты (андезиты) при разных P–T условиях.

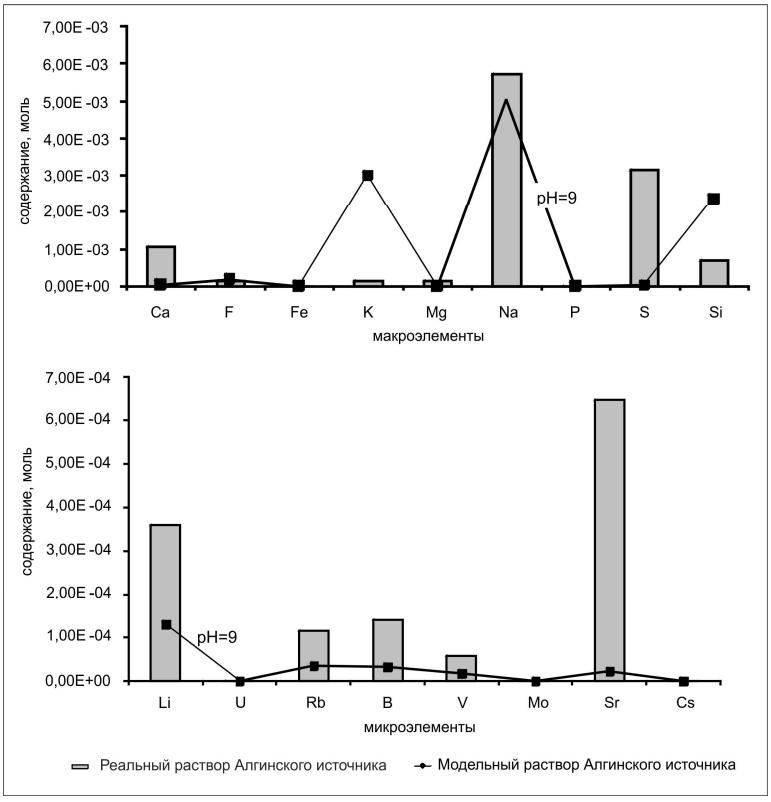


Рис. 2. Результаты физико-химического моделирования процесса охлаждения гидротермального раствора с 93 до 20 °С.

заданы твердые фазы кальцита и альфа-кварца, растворимость которых существенно ниже. В дальнейшем в модели в твердых компонентах альфа-кварц был заменен на аморфный, а равновесный кальцит просто запрещен. В этом случае было получено решение, наиболее точно соответствующее химико-аналитическим данным. Исключение составляет только содержание S. Вероятно, ее высокое содержание в подземных водах связано либо с эндогенным источником, либо с микробиологической активностью. Из выполненного физико-химического эксперимента следует, что формирование состава вод термального Алгинского источника возможно при взаимодействии атмосферных вод с гранитами, когда температура процесса составляет 93 °С, а давление достигает 840 Па. В данном случае в термодинамических расчетах получен химический состав, близкий по содержанию основных макроэлементов к аналитическому составу Алгинской воды (рис. 2).

Таким образом, получена модель, свидетельствующая о том, что процесс формирования Алгинских термальных вод не нуждается в эндогенном источнике по макрокомпонентам, за исключением серы. Однако для обеспечения установленного содержания микрокомпонентов – Li, Rb, B, V, Sr, – вероятно, необходимо присутствие их эндогенного источника (рис. 2). Их модельное содержание часто существенно ниже наблюдаемого, хотя на графике для микроэлементов отмечается тенденция повторения соотношения содержания компонентов в природных водах с данными моделирования, за исключением Sr. Наши выводы коррелируют с результатами исследования изотопов He **[2, 5]**, которые показали наличие мантийной метки для гидротерм БРС.

[1] *Диденков Ю.Н.* Формирование гидросферы Байкальского региона в связи с процессами рифтогенеза // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск: ИрГТУ, 1998. № 22. С. 68–77.

[2] *Ломоносов И.С.* Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.

[3] *Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.* Параметры сейсмотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // ДАН. 2007. Т. 416, № 4. С. 543–545.

[4] *Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С.* Миоценовая смена магматических источников на западном замыкании Южно-Байкальской впадины Байкальской рифтовой зоны: от неудавшегося пассивного рифтогенеза к активному // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго Всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы. Иркутск, 2013. Т. 2. С. 43–46.

[5] *Поляк Б.Г.* Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 109–136.

[6] *Степанов В.М.* Введение в структурную гидрогеологию. М.: Недра, 1989. 229 с.

О ПРИСУТСТВИИ ВЫХОДОВ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА В ЗААНГАРЬЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) И НАИБОЛЕЕ ВЕРОЯТНОМ СЦЕНАРИИ ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ НА ПРОТЯЖЕНИИ НЕОПРОТЕРОЗОЯ

А.Б. Кузьмичев, Е.В. Скляров***

*Москва, Геологический институт РАН, nsi.kuzmich@yandex.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

Тектоническое положение докембрийского блока, обнаженного в заангарской части Енисейского кряжа, интерпретируется двояко. В.А. Верниковский и его коллеги бóльшую часть Заангарья относят к террейну, чужеродному для Сибири, с которой он столкнулся только в позднем неопротерозое **[1, 2]**.

Альтернативную концепцию развивают красноярские геологи, которые выделяют в Заангарье архейские породы в составе немтихинского и малогаревского метаморфических комплексов **[3, 4]**. Эти комплексы сопоставлены с канской и енисейской сериями ангаро-канской части кряжа и, следовательно, рассматриваются как принадлежащие фундаменту Сибирского кратона. Эта концепция основана на традиционных представлениях о геологии кряжа и не подтверждена надежными геохронологическими данными.

В докладе приводятся первые данные о том, что архейские породы с возрастом 2611±12 млн лет (U-Pb, циркон, ШРИМП) действительно существуют на этой спорной территории. В приенисейской зоне между устьями рек Верхняя Сурниха и Проклятая сохранился реликтовый блок архейского фундамента, который был относительно слабо затронут неопротерозойскими метаморфическими событиями. Кроме типичных для приенисейской зоны гранат-биотитовых сланцев, здесь присутствуют специфические породы, представленные роговообманковыми гранатовыми амфиболитами, жильными тоналитами, а также коровыми(?) карбонатитами. Реликты первоначальных метаморфических ассоциаций в породах не сохранились. В современной структуре они лежат в полосе высокобарических метаморфических пород, примыкающей к Исаковскому террейну и представляющей, вероятно, поднадвиговый метаморфический комплекс, наложенный на разновозрастные породы. На удалении от контакта с Исаковским террейном метаморфизм характеризуется умеренными или низкими давлениями.

Мы предполагаем, что архейские породы были распространены среди метаморфитов, закартированных как немтихинский и малогаревский комплексы, но оказались полностью переработанными в неопротерозое процессами метаморфизма и мигматизации. Результаты датирования подобных неопротерозойских гранитоидов также приводятся в докладе.

Анализ всех опубликованных и вновь полученных уран-свинцовых изотопных данных о возрасте цирконов магматических и метаморфических пород Заангарья позволяет сделать новые выводы относительно некоторых спорных вопросов геологии Енисейского кряжа.

1. Заангарье подстилается архейским–палеопротерозойским фундаментом и по этому признаку не отличается от Сибирской платформы. Этот вывод пока базируется только на нескольких датированных образцах и случайных ксеногенных кристаллах циркона. Для того чтобы подтвердить его на большем материале, требуется сменить стратегию исследований, так как раннедокембрийский фундамент интенсивно переработан в неопротерозое. Обычной практикой геохронологических исследований является попытка датирования кислых магматических пород. Этой тактики также придерживались и мы. Гораздо более перспективным представляется датирование цирконов в метаморфизованных осадочных породах. Метапелиты, которые обычно представлены гранат-слюдяными сланцами, наиболее широко распространены на исследованной территории. Судя по шлифам, они в изобилии содержат акцессорный циркон размером 100–300 мкм. Он вряд ли является детритовым, так как в глинистых осадках обломки циркона такого размера встречаются крайне редко. Скорее всего, циркон является метаморфическим, унаследованным от палеопротерозойского или более раннего этапа амфиболитового или гранулитового метаморфизма, минеральные ассоциации которого не сохранились. Детритовые цир-

коны в метапесчаниках также могут содержать информацию о возрасте и составе питающей провинции, и на основе таких данных можно с большим основанием строить предположения о том, частью какого континента являлся террейн в раннем докембрии.

2. Многократно растиражированные выводы о широком распространении в Заангарье гранитоидов и метаморфитов гренвильского возраста **[5, 6 и ссылки в этих работах]** не подтверждаются опубликованными U-Pb изотопными геохронологическими данными.

3. Синкинематические гранитоиды и мигматиты, выплавлявшиеся в в интервале 900–840 млн лет в Приенисейской и Центральной зонах Заангарья, вероятно, фиксируют коллизионное событие или серию событий. Мы предполагаем, что в этот период какой-то неизвестный террейн, располагавшийся западнее современных контуров Енисейского кряжа, столкнулся с окраиной Сибирского кратона.

4. Бластомилониты, распространенные вдоль Приенисейской зоны, маркируют зону высокотемпературного провостороннего шеаринга, происходившего 830–800 млн лет назад. Наиболее логичным является предположение, что сдвиговые деформации вызваны вращением Сибирского кратона против часовой стрелки и приурочены к границе с неким докембрийским блоком, примыкавшим к его западной окраине. В современной структуре кряжа этот блок отсутствует.

5. В интервале 800–700 млн лет континентальный блок Заангарья развивался в обстановке растяжения. В какой-то момент, скорее всего ближе к концу интервала, рифтинг сменился дрифтингом, и некий континентальный блок был отчленен от западной окраины (в современных координатах) Сибирского континента. В результате образовался Исаковский океанический бассейн. В современной структуре кряжа он представлен офиолитами Исаковского пояса, представляющими собой пластины океанических пород, инкорпорированные в аккреционную призму, и островодужными вулканитами.

6. Намеченные этапы геологической эволюции представляют лишь грубо очерченный возможный сценарий. Возрастные рамки для каждого из выделенных этапов кажутся слишком широкими, чтобы вмещать только одно геологическое событие. Детализация этой истории требует новых геохронологических и геологических данных. Среди них наиболее важными являются сведения о составе и обстановке образования стратифицированных комплексов. Мы их не обсуждали, так как у авторов есть большие сомнения в корректности определения их возраста. Для исправления ситуации требуются новые геохронологические исследования, включающие датирование вулканитов в составе некоторых стратиграфических подразделений и датирование детритовых цирконов из осадочных толщ. Бум детритовой геохронологии пока не коснулся Енисейского кряжа, и этот новый, нетронутый пласт геологической информации, несомненно, в скором времени прояснит многие спорные моменты геологической истории кряжа.

[1] *Vernikovsky 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.

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

[3] *Качевский Л.К., Качевская Г.И., Стороженко А.А., Зуев В.К., Динер А.Э., Васильев Н.Ф.* К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Отечественная геология. 1994. № 11–12. С. 45–49.

[4] *Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.* Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1:500000 / Под ред. А.К. Мкртчьяна, М.Л. Шермана. Красноярск: Красноярскгеологосъемка, 1998.

[5] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.* U–Pb и ^{40}Ar–^{39}Ar свидетельства гренвильских событий на Енисейском кряже при формировании тейского полиметаморфического комплекса // Геохимия. 2012. № 6. С. 607–614.

[6] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В.* Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014. № 1. С. 3–25.

ЭКЛОГИТ-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС ЮЖНО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

К.В. Куликова, М.М. Буслов** ***, Е.В. Скляров****, А.В. Травин** *** ******

*Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, fopolina1@yandex.ru
**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
***Новосибирск, Новосибирский государственный университет
****Иркутск, ИЗК СО РАН,
*****Томск, Томский государственный университет

Муйскую глыбу, выделявшуюся ранее в качестве блока архейского метаморфического фундамента Сибирской платформы внутри Байкало-Муйского складчатого пояса **[1, 2]**, следует рассматривать как аккреционно-коллизионную зону позднерифейского-ранневендского возраста **[3–5].** В пределах Южно-Муйской глыбы изученный комплекс пород представляет собой серию тектонических пластин, внутри которых прослеживается сложнодеформированная полосчатая толща, вмещающая блоки массивных пород.

Полосчатая толща представлена переслаивающимися гранат-пироксен-кварц-плагиоклазовыми кристаллосланцами, часто карбонатсодержащими, кальцифирами, гнейсами, а также плагиоклаз-биотит-амфиболовыми кристаллосланцами и амфиболитами. Мощность полос лейкократового и меланократового материала меняется от 0.1–0.2 см до 70–90 см. Но наиболее мощные прослои – до 100–150 м – слагают гнейсы. Складчато-полосчатый матрикс вмещает в себя блоки массивного строения, которые обычно приурочены к ядрам крупных складок. Размер блоков варьируется от 1–2 м до 20–50 м, реже 200–500 м. Более мелкие обломки 0.3–0.5 м наблюдаются на крыльях складок. Блоки сложены метабазитами (эклогитами и симплектитовыми апоэклогитами, метагабброидами, участками превращенными в амфиболиты). Метабазиты секутся жилами метагранитоидов, жилы ветвятся, в эндоконтактовой части жил наблюдаются ксенолиты метабазитов, мощность жил 1–6 м.

В составе складчато-полосчатого матрикса Южно-Муйской глыбы выделяются также гранат-пироксен-кварц-плагиоклазовые кристаллосланцы, гранат-клинопироксен-плагиоклаз-карбонатные кристаллосланцы, гранатовые гнейсы, амфиболиты, включающие блоки метабазитов и метагранитоидов. Метабазиты представляют собой рекристаллизованные в условиях декомпрессии эклогиты, в которых омфацит заместился симплектитовым агрегатом клинопироксена и плагиоклаза (симплектитовые апоэклогиты), наблюдаются также породы, испытавшие дальнейшие регрессивные преобразования – гранатовые амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы. В меньшей степени представлены частично серпентинизированные пироксениты.

В силу того, что толщи Южно-Муйской глыбы высокометаморфизованны и интенсивно дислоцированы, они утратили свои первичные дометаморфические признаки, поэтому для выявления протолита этих пород использовались петрохимические методы, которые основываются на разделении метаморфических пород на орто- и парапороды путем сравнения их с эталонными составами магматических и осадочных пород графическими или расчетными способами. В складчато-полосчатом матриксе среди гнейсов и кристаллосланцев выделяются в большей степени парапороды, ортопороды представлены незначительно. Парапороды по химическому составу разделяются на основные и кислые разновидности, которые интерпретируются как карбонатные пелиты, карбонатистые и железистые алевропелиты, алевритистые карбонатолиты, глинистые карбонатолиты или известковистые мергели, аркозовые и мергелистые песчаники. Ортопороды реконструируются как базальтоиды.

Для всех пород из блоков массивного строения реконструируется магматический протолит габброидного, в меньшей степени пироксенитового состава. Основные породы относятся к субщелочному, в меньшей степени нормальному ряду, являются низкокалиевыми и преимущественно низкотитанистыми умеренно глиноземистыми разновидностями. Исходя из состава редких и рассеянных элементов выделяются две группы основных пород в блоках массивного

строения. Протолит первой группы формировался в геодинамической обстановке задуговых бассейнов (суммарные концентрации REE=20–47 г/т, Th/Ta<4), а второй – в островодужной обстановке (суммарные концентрации REE=64–163 г/т, Th/Ta>4). Составы пород первой группы являются более железистыми, менее глиноземистыми и кремнистыми по сравнению со второй группой. Спектры распределения редкоземельных элементов пород первой группы соответствуют характеру распределения REE в породах офиолитовой ассоциации Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса, а второй группы – островодужной ассоциации этого пояса.

При изучении состава породообразующих минералов метаморфитов Южно-Муйской глыбы были выявлены следующие особенности. Наиболее распространенным минералом является гранат. В симплектитовых апоэклогитах из блоков массивного строения состав граната меняется от $Alm_{38-44}Prp_{34-30}Grs_{16-14}$ в центральных до $Alm_{48-49}Prp_{28-25}Grs_{14-16}$ в периферийных частях блоков. Из включений в гранате отмечаются только редкие зерна титанита. В полосчатом матриксе гранаты гораздо разнообразнее по составу, что обусловлено составом первичных пород: наблюдается незначительное изменение состава граната от $Alm_{70}Grs_{17}Prp_{10}$ до $Alm_{50}Grs_{33}Prp_{17}$ для плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых кристаллосланцев до Grs86Alm8 в кальцифирах. В кислых парапородах гранат имеет состав от $Alm_{61-71}Spes_{11-17}Grs\text{-}Prp_{10}$ до $Alm_{71-73}Prp_{18-20}$.

В симплектитовых апоэклогитах блоков клинопироксен относится к салиту, доля жадеитового минала в нем также варьируется от 7.7 % в центрах блоков до 4.4 % на периферии. Плагиоклаз является андезином X(Ca)=0.35–0.38.

В кристаллосланцах полосчатого матрикса клинопироксен отвечает по составу железистому салиту, доля жадеитового (Jd) минала равна 4.5 %. Плагиоклаз соответствует олигоклазу X(Ca)=0.19–0.21.

Для определения *P-T* условий образования метаморфических парагенезисов использовалась программа TWQ **[6]**. Эклогитовый парагенезис (данные составов взяты из публикации Н.А. Божко **[2])** соответствует уровню *P*=18 кбар и *T*=880 °С, для образования симплектитового парагенезиса зафиксированы условия гранулитовой фации (*P*=11.0–11.8 кбар и *T*=732 °С) как для симплектитовых апоэклогитов блоков массивного строения, так и для кристаллосланцев полосчатого матрикса. Более высокие параметры уровня субфации гранатовых гранулитов (*P*=11.5–13.6 кбар и *T*=750–770 °С) получены для гранат-клинопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев и кальцифиров полосчатого матрикса. Последующее выведение комплекса породы в более верхние зоны коры в условиях амфиболитовой фации привело к регрессивным преобразованиям с формированием амфиболов и слюд.

Таким образом, мы можем предполагать, что PT-значения описанных типов пород соответствуют единому усложненному тренду, характеризующему эволюцию от эклогитовой фации через гранулитовую к амфиболитовой, что не противоречит сделанным ранее выводам для метаморфитов Южно-Муйской глыбы **[7]**. Эклогиты блоков массивного строения фиксируют метаморфические события субдукционной стадии формирования Байкало-Муйской зоны, протолит которой реконструируется в составе Южно-Муйской глыбы. Симплектитовые апоэклогиты блоков массивного строения и кристаллосланцы полосчатого матрикса образовались, вероятно, на стадии континентальной субдукции, в ходе которой утолщение земной коры способствовало высокотемпературным условиям гранулитовой фации. Фаза аккреции Байкало-Муйской зоны с окраиной Сибирского континента отражена в амфибол-биотит-мусковитовых ассоциациях метаморфитов Южно-Муйской глыбы.

Работа проводится в рамках программы фундаментальных исследований РАН № 12-С-5-1021 «Эклогит-гнейсовые комплексы как индикаторы континентальной субдукции».

[1] *Авченко О.В., Габов Н.Ф., Козырев И.В., Коников А.З., Травин Л.В.* Эклогиты Северо-Муйской глыбы: состав и генезис // Известия АН СССР, серия геологическая. 1989. № 5. С. 68–82.

[2] *Божко Н.А., Парфенова О.В., Кирмасов А.Б. и др.* Структурно-метаморфическая эволюция и палеотектоническая природа раннедокембрийских комплексов восточной части Байкало-Муйского пояса // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1999. № 2. С. 9–18.

[3] *Шацкий В.С., Ягоутц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А.* Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // ДАН. 1996. Т. 350, № 5. С. 677–680.

[4] *Шуйский А.С., Куликова К.В. Буслов М.М., Травин А.В.* Реконструкция протолита метаморфитов Южно-Муйской Глыбы (Северное Забайкалье) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 20-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 203–207.

[5] *Куликова К.В., Скляров Е.В., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Варламов Д.А.* Высокобарные метаморфиты Южно-Муйской глыбы (Северо-Восточная Бурятия) // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 112–114.

[6] *Berman R.G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833–855.

[7] *Доронина Н.А., Скляров Е.В.* Соотношение эклогитового и гранулитового метаморфизма в пределах Южно-Муйской глыбы // ДАН. 1995. Т. 340, № 6. С. 793–796.

ЭКЛОГИТ-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС ХРЕБТА МАРУНКЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

*К.В. Куликова**, *Д.А. Варламов***

*Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
**Черноголовка, Институт экспериментальной минералогии РАН

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса существует ряд эклогит-гнейсовых комплексов, маркирующих палеосубдукционную зону континентального (коллизионного) типа, но при этом включающих, помимо палеоконтинентальных, также комплексы пород, реконструированные до палеоокеанического протолита. Таковыми являются комплексы хребта Марункеу на Полярном Урале **[1–3]**.

Хребет Марункеу, сложенный породами марункеуского эклогит-гнейсового комплекса, находится в пределах палеоконтинентальной области Полярного Урала, к западу от сутурной зоны Уральского орогена. Комплекс состоит из полосчатого матрикса, блоков массивного строения внутри него, а также зон бластомилонитов. Преобладающими породами полосчатого матрикса являются гранат-биотитовые гнейсы, включающие будинообразные и пластовые тела апобазальтовых и аподолеритовых эклогитов и амфиболитов с мелкими телами метагранитоидов. Блоки массивного строения сложены эклогитами, неравномерно эклогитизированными метадолеритами и метагабброидами, плагиоклазовыми и гранатовыми перидотитами. Блоки, в свою очередь, окружены апоэклогитовыми бластомилонитами **[1, 2, 4, 5]**.

Лейкократовые разности полосчатого матрикса представлены гранат-биотитовыми плагиогнейсами и метагранитоидами. Породообразующими в них являются полевые шпаты, кварц, биотит, фенгит, гранат. Меланократовые зоны матрикса сложены кристаллосланцами, в которых основными минералами являются гранат, клинопироксен, плагиоклаз, кварц, в меньшей степени слюды и амфибол. Блоки массивного строения в полосчатом матриксе слагают гранатовые перидотиты, метагаббро-нориты, эклогиты. Кроме омфацита и граната, породообразующим минералом этих эклогитов является кианит. Протолитом эклогитов были оливиновые габбро-нориты, недосыщенные кремнеземом и содержащие плагиоклаз состава битовнита, что, согласно **[6]**, приводит к образованию высокоглиноземистых фаз в образующихся при эклогитизации коронах гранатов. Подобные фазы в виде мелких фибролитов корунда и кианита наблюдаются в гранатовых коронах в зоне перехода от оливинового габбро-норита к эклогиту, сложенной коронитовыми эклогитами и друзитами. Псевдоморфное замещение битовнита агрегатом мелких призм кианита и омфацита и сингенетичные включения этих минералов друг в друге в кианитовом эклогите указывают на условия образования пород, отвечающие кианит-эклогитовой субфации метаморфизма. Бластомилониты сложены гранат-омфацит-фенгитовыми кристаллосланцами с примесью кварца и амфибола в симплектитовых срастаниях.

Породообразующие гранаты района Слюдяной Горки, по данным микрозондовых исследований **[5]**, представляют собой серию твердых растворов пироп-гроссуляр-альмандинового состава. Все они содержат довольно низкие количества марганца – от 0.2–0.7 мас. % MnO в гранатовых перидотитах, метагабброидах и эклогитах из блоков массивного строения, до 1.0–1.8 % в породах полосчатого матрикса. Для блоков с массивным строением характерны зональные гроссуляр-альмандин-пироповые гранаты: в гранатовых перидотитах составы варьируются от $Py_{47}Alm_{27}Grs_{23}$ (центр) до $Py_{56}Alm_{26}Grs_{14}$ в каймах, для метагаббро-норита – $Py_{55}Alm_{28}Grs_{16}$, в метагаббро-норите – коронитовом эклогите (обр. 67v) состав граната меняется от $Py_{36}Alm_{31}Grs_{31}$ для участков начальной стадии эклогитизации до $Py_{53}Alm_{32}Grs_{13}$ в наиболее измененных процессом эклогитизации зонах, в кианитовом эклогите состав соответствует $Py_{49\text{-}53}$ $Alm_{27\text{-}29}Grs_{16\text{-}22}$. В апоэклогитовых бластомилонитах вокруг блоков с массивным строением состав гранатов становится более железистым – гроссуляр-пироп-альмандиновым: в мусковит-гранат-омфацитовом кристаллосланце $Alm_{43}Py_{33}Grs_{21}$ в центре граната и $Alm_{47}Py_{26}Grs_{25}$ в его краевых зонах, для мусковит-амфибол-кварц- гранат-омфацитового кристаллосланца – от

$Alm_{35}Py_{36}Grs_{17}$ в центре и до $Alm_{41}Py_{29}Grs_{19}$ в кайме граната. В полосчатом же матриксе гранат по составу соответствует пироп-гроссуляр-альмандину с разными вариациями компонентов, соответствующими первоначальному субстрату. Для кислых разновидностей пород характерны гранаты $Alm_{50-62}Grs_{33-27}Py_{5-8}$. Для пород основного состава полосчатого матрикса гранаты отвечают составам пироп-гроссуляр-альмандин ($Alm_{54-61}Grs_{21-30}Py_{11-24}$), вариации составов являются отражением метаморфической эволюции пород – гранаты сохранившихся эклогитовых парагенезисов являются более магнезиальными, а преобразованные на регрессивном этапе – уже более железистыми разновидностями.

По данным **[5]**, клинопироксены, представленные в породах Слюдяной Горки, можно разделить на салиты и омфациты. Салиты сохранились в реликтах магматического протолита (габбро-норита) и по составу соответствуют диопсиду, содержание жадеитового минала – менее 0.1 %. Омфациты являются породообразующими минералами эклогитов и бластомилонитов. В омфацитах кианитовых эклогитов и друзит-эклогитов из блоков массивного строения содержание жадеитового минала составляет 26–28 %, а в омфацитах апоэклогитовых симплектитов варьируется от 46–50 % в основной массе до 25–28 % в плагиоклаз-клинопироксеновых симплектитах. В омфацитах бластомилонитов содержание жадеита – 23–33 %.

Две разновидности слюд, триоктаэдрические и диоктаэдрические, наблюдаются в породах района Слюдяной горки хребта Марункеу. Флогопит-анниты обнаружены в друзит-эклогитах и бластомилонитах, их железистость варьируется в пределах 21–32. Аннит-сидерофилиты характерны для пород полосчатого матрикса как для гранат-биотитовых плагиогнейсов (железистость на уровне 74–78) и метагранитоидов (железистость 55–65), так и для кристаллосланцев основного состава (железистость 42–64). Диоктаэдрические слюды представлены разновидностями, промежуточными между алюминоселадонитом и мусковитом. Формульное количество кремния варьируется от 3.09 до 3.31, железистость меняется от 54–66 в кислых породах комплекса до 25–31 в бластомилонитах, где слюда является породообразующим минералом.

С помощью программ TWQ **[7]** и TPF **[8]**, а также отдельных геобарометров и геотермометров **[9, 10]** были сделаны расчеты *P-T* условий метаморфизма. Пиковые условия эклогитообразования (блок апогаббро-норитового кианитового эклогита в полосчатом матриксе) соответствуют кианитовой субфации эклогитовой фации метаморфизма при P=20.5 kbar, T=790 °C. Для пород полосчатого матрикса получены более низкие значения *P-T* параметров метаморфизма: амфиболизированные эклогиты полосчатого матрикса соответствуют условиям P=15.7 кбар и T=700 °C для омфацит-гранатового парагенезиса и P=13.5 кбар и T=700 °C – для симплектитового. Для клинопироксен-гранат-кварц-плагиоклазовых кристаллосланцев (ксенолиты из тела метагранитоида в полосчатом матриксе) значения *P-T* параметров для выбранных сосуществующих минералов уменьшаются от T=710 °C, P=13 кбар для центров зерен до T=670 °C, P=12 кбар – для краевых зон. В апоэклогитовых бластомилонитах для сохранившегося омфацит-гранатового парагенезиса *P-T* условия соответствуют T=763 °C, P=15 кбар, а для фенгит-гранатового T=600 °C, P=8.7 кбар.

P-T параметры для различных пород марункеуского эклогит-гнейсового комплекса соответствуют единому усложненному тренду, характеризующему эволюцию комплекса от эклогитовой фации через гранулитовую к амфиболитовой. Парагенезисы зон перехода оливинового габбро-норита в кианитовый эклогит свидетельствуют о формировании пород в условиях статического метаморфизма в условиях глубинной кианит-эклогитовой субфации эклогитовой фации метаморфизма. В породах полосчатого матрикса и бластомилонитах сохранившиеся минеральные ассоциации свидетельствуют об их неравновесности, отражая различные стадии метаморфической эволюции. В амфиболизированных эклогитах сохранились как парагенезис уровня эклогитовой фации, так и симплектитовый агрегат, отвечающий уже стадии декомпрессии этих пород в условиях гранулитовой фации. Составы минералов (центры и каймы зерен) ксенолитов кристаллосланцев в метагранитоидах отражают условия преобразования на уровне гранулитовой фации. В бластомилонитах сохранились парагенезисы как эклогитовой фации, так и амфиболитовой, преобразования в которой происходили при выведении пород комплекса в верхние участки земной коры.

Образование протолитов пород, выделяемых в составе марункеуского комплекса, происходило в широком возрастном интервале (700–480 млн лет) в процессе формирования прото-

уралид-тиманид, их вхождения в состав ВЕК и дальнейшего рифтогенеза его пассивной окраины. Метаморфические преобразования происходили в более позднее время (~355 млн лет) **[3, 4]** на этапе континентальной субдукции восточной пассивной окраины ВЕК при коллизии с Сибирским континентом.

Работа проводится в рамках программы фундаментальных исследований РАН № 12-С-5-1021 «Эклогит-гнейсовые комплексы как индикаторы континентальной субдукции».

[1] *Русин А.И., Аустрхайм Х., Глодни И.* Метагранитоиды и кварц-полевошпатовые гнейсы в эклогитовой фации (хр. Марун-Кеу, Полярный Урал) // Ежегодник-2000. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 2001.

[2] *Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях*. Новосибирск: Наука, 1989. 78 с.

[3] *Glodny J., Pease V., Montero P., Austrheim H., Rusin A.I.* Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // The Neoproterozoic Timanide Orgen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 87–105.

[4] *Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В., Гроув М.* Возраст метагранитоидов эклогит-гнейсового комплекса хребта Марункеу (Полярный Урал) // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «XV Чтения памяти академика А. Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 155–157.

[5] *Куликова К.В., Варламов Д.А.* Эклогитизация габброидов хребта Марункеу (Полярный Урал) // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Материалы научной конференции. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2011. С. 115–117.

[6] *Кориковский С.П.* Проградные преобразования габбро-норитов при эклогитизации в температурном интервале 600–700 °С // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1352–1366.

[7] *Berman R.G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833–855.

[8] *Konilov A.N., Graphchikov A.A., Kopylov P.N., Fonarev V.I.* TPF: A bank of geological thermometers, barometers and oxygen barometers // Experiment in Geosciences. 1995. V. 4, № 4. P. 63–65.

[9] *Перчук А.Л.* Новый вариант омфацит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацита и альбита // ДАН СССР. 1992. Т. 324. С. 1286–1189.

[10] *Ravna E.K.* The garnet-clinopyroxene Fe^{2+}-Mg geothermometer: an updated calibration // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V. 18. P. 211–219.

ОСНОВНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ, СВЯЗАННЫЕ С МИГМАТИТАМИ, ОСТРОВ ОЛЬХОН

Л.В. Кущ, В.А. Макрыгина, Л.Ф. Суворова

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

При метасоматическом развитии мигматизации всегда встает вопрос, куда исчезают мафические компоненты, выносимые из гнейсов. Следы их обнаруживаются в сопряженных в пространстве с мигматитами линзах скарноподобных пород, магнезиальных или известковых в зависимости от протолита. В Ольхонском регионе вблизи от коллизионного шва в Чернорудско-Баракчинской зоне широко развиты магнезиальные эклогитоподобные породы **[1]**. Далее на восток в этом же северном крыле сдвиговой зоны найдены основные метасоматиты, согласные с мигматитами. Их составы отвечают известковым скарнам с высокими содержаниями Al_2O_3, FeO, CaO. Вмещающие их мигматиты относятся к шаранурскому комплексу гранитоидов, который представлен мигматитами, гранитогнейсами, автохтонными гранитами, жилами гранитов с возрастом по $^{238}U/^{206}Pb$ методу 476±9 **[2]** и 477±3 млн лет (SHRIMP-II) **[3]**. Мигматиты содержат большое количество гранитного материала в лейкосомах (до 60 %), что свидетельствует об участии метасоматической мигматизации. На острове Ольхон среди мигматитов обнаружены согласные с ними линзы скарноподобных пород. Одна из них была описана ранее в бухте Семь Сосен **[4]**. Другую мы нашли на продолжении этой же пачки амфибол-биотитовых мигматитов. Линза скарнов размером 3–4 × 29 м расположена над озером Елга, на высоте 492 м, N 53°09.488', E 107°10.322'. Вмещающие ее породы имеют северо-восточное простирание, представлены гранат-биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, чередующимися с мигматитами и гранитогнейсами и согласными гранитными жилами.

Линза сложена геденбергит-анортит-клиноцоизит-гроссуляровыми породами со сфеном и апатитом. Тело нечетко зональное. На контакте лейкогранитогнейса (проба ШРН98) наблюдается прерывистая зона гранат-апатит-сфен-кварцевой породы с 8 об. % цоизита, 10 % граната, 3–4 % сфена – в виде мелких идиоморфных включений в кварце, 10 % плагиоклаза и 65–70 % кварца. Чередуются полосы граната, плагиоклаза и сфена с полосами сфена с апатитом, кварцем и цоизитом мощностью от 0.5 до 3–5 см. Ближе к центру линзы увеличивается количество анортита и граната, в котором наблюдаются остатки геденбергита и зерна клиноцоизита. Гранат разрастается дендрито- или скелетообразно, включая зерна других минералов скарна (рис. 1). Геденбергит наблюдается в основном в виде остатков внутри граната, но в пробе ШРН39 найден участок, полностью состоящий из гранобластовых срастаний геденбергита и анортита и представляющий внешнюю зону скарна.

Составы минералов приведены в таблице. Их взаимоотношения свидетельствуют о последовательном развитии геденбергит-анортитовой внешней зоны, существенно гранат-анортитовой главной зоны и обогащенной кварцем тыловой зоны. Исследование состава минералов на микроанализаторе РМА JXA 8200 проведено Л.Ф. Суворовой с использованием стандартных минералов. Оно показало, что геденбергиты, так же как анортиты и клиноцоизиты, имеют постоянный состав. Гранат, замещающий эти минералы, обогащен у контакта с пироксеном железом, а у анортита – алюминием (рис. 2, 3). Из этого разреза ясно, что наиболее ранними и равновесными друг с другом минералами в данном случае являются геденбергит и анортит, хотя оба они уже представляют известковый скарн и не первичны. Самым поздним является гранат. При развитии граната по геденбергиту выделяется сфен. В составе минералов скарнов ярко выражено обогащение Al и Ca, гранат по составу отвечает альмандин-андрадит-гроссуляру, при этом последний минал составляет 65–74 % .

Состав скарнов является сугубо известковистым. Породы и минералы (таблица) практически не содержат магния и марганца, зато богаты Ca, Al, Fe и особенно Sr. Все минералы представлены кальциевыми разновидностями: от чистого анортита до клиноцоизита и гроссулярового граната, сфена, апатита и Fe-Ca геденбергита.

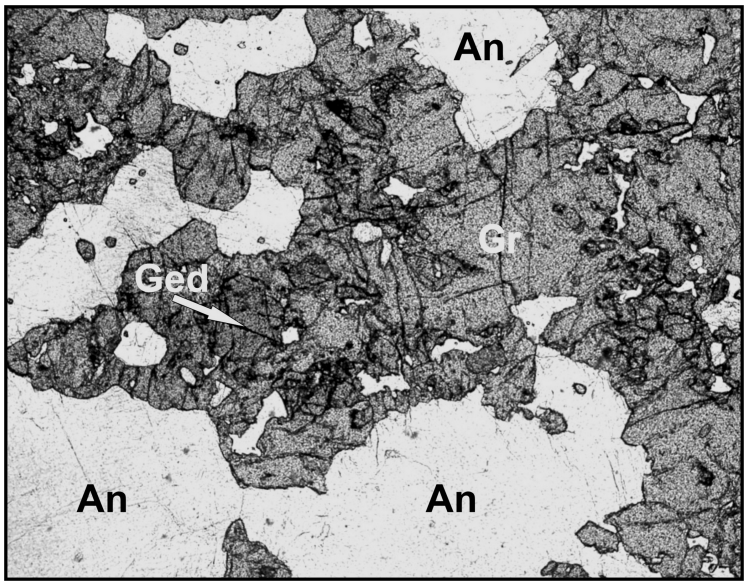


Рис. 1. Геденбергит-анортит-гранатовый скарн, о. Елга. Ув. 60.

Из формирующихся мигматитов с растворами в мрамор привносятся SiO_2, Al_2O_3, FeO, в меньшей степени MgO – небольшое его количество содержится в геденбергите, но в гранате он практически отсутствует (таблица). Судя по высоким содержаниям Sr в скарне (1800–2200 ppm), характерным только для кальцитовых мраморов о. Ольхон, исходным мог быть кальцитовый мрамор, но ни в одном образце не обнаружен кальцит. Видимо, мрамор был замещен полностью при взаимодействии мигматизирующих растворов пластом мрамора. Очень высокие концентрации V (до 190 ppm), Ge (до 10.2 ppm) в скарне также позволяют предполагать, что субстратом скарнов служили кальцитовые мраморы с графитом.

Все щелочные элементы уходят на образование полевошпатовой лейкосомы мигматитов. Кроме петрогенных элементов, при образовании скарна привносятся такие гранитофильные элементы, как Zr (до 210 ppm), Y, Nb, Ga (до 35 ppm) и REE, не свойственные ни мраморам, ни обычным скарнам. В тыловой зоне скарна отлагается много кварца с небольшим количеством граната и плагиоклаза и заметным – акцессорных сфена и апатита. Кварц замещает минералы скарна, то есть в конце процесса раствор сильно обогащается кремнием, и тыловая зона в пределе, так и не достигнутом, должна была стать мономинеральной – кварцевой.

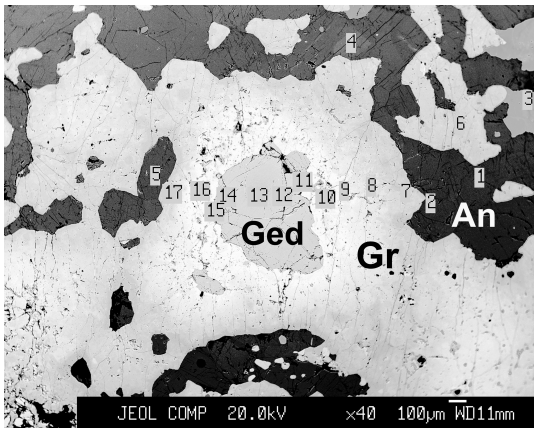


Рис. 2. Разрез через An-Gr-Ged-Gr-An. Проба ШРН39, цифры – точки анализов. Видна зональность граната.

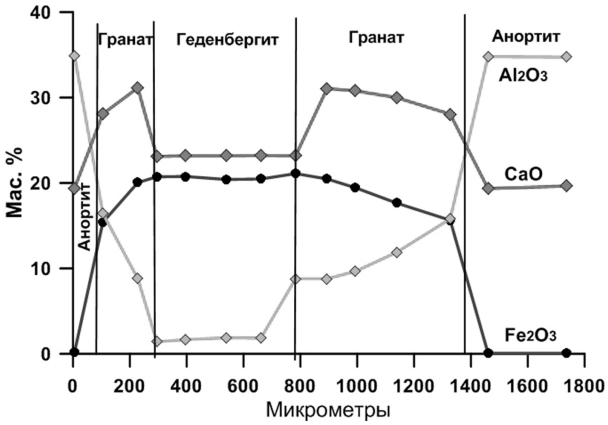


Рис. 3. Изменение состава минералов по этому разрезу.

Состав миналов граната, геденбергита, плагиоклаза в скарне ШРН38

Пироп	0.14	0.14	0.14
Альмандин	12.26	26.68	30.12
Гроссуляр	**73.85**	**68.56**	**65.29**
Спессартин	0.76	0.74	0.58
Андрадит	13.00	2.16	3.78
Волластонит	**48.54**	**48.95**	**48.46**
Энстатит	3.31	3.45	4.03
Ферросилит	**48.15**	**47.6**	**47.52**
Анортит	**99.4**	**99.09**	**98.78**
Альбит	0.58	0.76	1.17
	0.02	0.015	0.05

Таким образом, по сравнению с Чернорудской зоной к востоку на о. Ольхон тектонические пластины резко расширяются. Северное крыло сдвига продолжается по северо-западным мысам о. Ольхон. Здесь давление несколько снижается, мигматиты имеют большее распространение, основные метасоматиты более редки, но представлены известковыми скарнами, развитыми по кальцитовым мраморам в зонах локального повышения давления **[4]**. Об этом свидетельствуют высокая плотность образующихся пород (гранат, анортит, клиноцоизит, геденбергит по карбонатам) и обогащение экзоконтактовых калишпатов Ba (до 7 % гиалофана) по сравнению с калишпатами мигматитов. Сопряженность процессов мигматизации и скарнирования подтверждают близкие температуры образования скарнов и мигматитов: по данным гранат-клинопироксенового и гранат-биотитового геотермометров **[5, 6]** они составляют 630–680 °С и 620–677 °С, но не достигают температур плавления гранитов. То есть происходит метасоматическая кремнекалиевая мигматизация и сопряженное отложение освобождающихся элементов при скарнировании (базификации) контрастных по составу пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10.3 и научной школы НШ-5348.2014.5.

[1] *Петрова З.И., Левицкий В.И.* Геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 198 с.

[2] *Федоровский В.С.* Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.

[3] *Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н.* История кристаллизации гранитоидов шаранурского и хайдайского комплексов Ольхонского региона по цирконам (SHRIMP-II), Западное Прибайкалье // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 41–55.

[4] *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф.* Состав, параметры и метасоматические преобразования основных сланцев п-ва Святой Нос, Прибайкалье) // Геохимия. 2008. № 2. С. 169–184.

[5] *Holdaway M.J., Mukhopadhyay B., Dyar M.D. et al.* Garnet-biotite geothermometry revised: new Margules parametersand a natural specimen data set from Maine // American Mineralogist. 1997. V. 82, № 5–6. P. 582–595.

[6] *Ellis D.J., Green D.H.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. V. 71, № 3–4. P. 13–22.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕТАВУЛКАНИТОВ ЦАГАН-ЗАБИНСКОГО КОМПЛЕКСА ПРИОЛЬХОНЬЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.В. Лавренчук, Е.В. Скляров** ***, В.С. Федоровский****, Д.П. Гладкочуб**, Т.В. Донская**, А.Б. Котов*****, А.М. Мазукабзов***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@uiggm.nsc.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
***Владивосток, Дальневосточный федеральный университет
****Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru
*****Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

Породы цаган-забинского комплекса локализованы в районе падей Крестовская и Широкая. С севера и запада поле их распространения ограничено Бирхинским (Озерским) и Крестовским массивами бирхинского габбро-монцодиоритового комплекса, с юго-востока – береговой линией озера Байкал. Особенностью амфиболитов цаган-забинского комплекса является относительно хорошая сохранность порфировых структур, что отличает их от амфиболитов ангинской и ольхонской «серий» и позволяет идентифицировать их первично-вулканический генезис. Цаган-забинский комплекс, в соответствии с **[2]**, «несогласно ложится» на интенсивно дислоцированные мраморы ангинской «серии», однако в береговых обнажениях наблюдаются тектонические соотношения метапорфиритов и мраморов соответствующих комплексов. Кроме того, в западной части района можно наблюдать мраморные меланжи с участием метапорфиритов в виде включений в мраморах.

Среди пород комплекса преобладают сланцеватые, реже массивные разности, иногда в них сохраняются реликты вкрапленников плагиоклаза, в наиболее меланократовых породах во вкрапленниках, наряду с плагиоклазом, присутствует амфиболизированный клинопироксен. Основная масса перекристаллизована, представлена агрегатом гранулированных кристаллов плагиоклаза, зеленым амфиболом и флогопитом с небольшим количеством рудных минералов. Изредка в основной массе отмечаются реликты микролейст плагиоклаза, что может свидетельствовать об изначально микроофитовой или микродолеритовой структуре основной массы. Кристаллы амфибола и флогопита основной массы ориентированы согласно сланцеватости пород, в отдельных породах наблюдается субпараллельная ориентировка реликтовых вкрапленников плагиоклаза, подчеркивая первичную трахитоидность. Первично-магматическая слоистость полностью стерта последующими метаморфическими процессами, наблюдаемые в отдельных местах флюидальные и полосчатые текстуры связаны с вторичными метасоматическими процессами, чаще они сопровождаются увеличением концентрации извести в породах. Следует подчеркнуть, что даже в не затронутых процессами деформаций породах минеральные ассоциации представлены метаморфическими или метасоматическими парагенезисами. Из плагиоклазов обычно присутствует чистый альбит, а иногда – чистый анортит. Клинопироксен представлен практически чистым диопсидом. Обычным является эпидот или клиноцоизит в виде мелких идиоморфных включений в плагиоклазе, кальцит и вторичный кварц, реже появляется гранат гроссуляр-андрадитового состава.

По составу среди пород цаган-забинского комплекса преобладают основные разновидности, породы андезитового состава присутствуют в резко подчиненном объеме. При этом при детальных петрографических исследованиях во многих породах среднего состава были обнаружены прожилки кварца, что, наряду с отмеченными выше вторичными изменениями, может свидетельствовать о воздействии на породы процессов кислого метасоматоза, в результате чего состав пород оказывается смещенным. Следует отметить, что породы цаган-забинского комплекса, наряду с мраморами ангинской «серии», прорываются большим количеством лейкогранитных и аплитовых даек и жил верхнебирхинского и, возможно, хайдайского комплексов **[4]**. На участках, где наименее проявлены метаморфические процессы, можно наблюдать метапорфириты, импрегнированные гранитами с образованием мелкой сетки прожилков кислого мате-

рила. В местах, где метапорфириты рассланцованы, фактически превращаясь в амфиболиты, жилы субсогласных гранитов также огнейсованы. По телу огнейсованных кварцевых порфиров, по поводу первичной природы которых в авторском коллективе мнения расходятся (риолиты или жильные аплиты), получен U-Pb возраст 492±5 млн лет **[1]**, который может служить верхней границей возраста вулканитов цаган-забинского комплекса.

По геохимическим характеристикам метавулканиты цаган-забинского комплекса близки габброидам первой фазы бирхинского комплекса. Для них характерны пологие спектры распределения РЗЭ (La_n/Yb_n = 1.7-3.7) без значимых аномалий. На мультиэлементных диаграммах проявлены минимумы по Ta и Nb и максимум по Sr, также характерные для габброидов Бирхинского массива. Возраст пород первой фазы Бирхинского массива, согласно **[5]**, составляет 500±3 млн лет, что хорошо согласуется с приведенной выше оценкой возраста.

Таким образом, геохимические и изотопные данные не противоречат предложенной ранее **[1, 3, 4]** гипотезе о том, что вулканиты цаган-забинского комплекса и габброиды бирхинского комплекса являются разнофациальными представителями единой вулканоплутонической ассоциации.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№ 12–05–00229, 14–05–00231) и партнерского проекта фундаментальных исследований СО РАН № 6.

[1] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н.* Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2014. Т. 457, № 4, С. 429–433.

[2] *Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В. и др.* Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 117 с.

[3] *Срывцев Н.А., Герасимов Н.С., Грудинин М.И., Калмычкова Т.Н.* О возрасте цаган-забинского вулканического комплекса Западного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: сборник научных трудов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2009. С. 206–211.

[4] *Скляров Е.В., Федоровский В.С., 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 A1 TIS, 2012.

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

ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ГРАНИТОИДНОМ ФУНДАМЕНТЕ И ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ КОЧКОРСКОЙ ВНУТРИГОРНОЙ ВПАДИНЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ)

Е.В. Лаврушина, Е.С. Пржиялговский

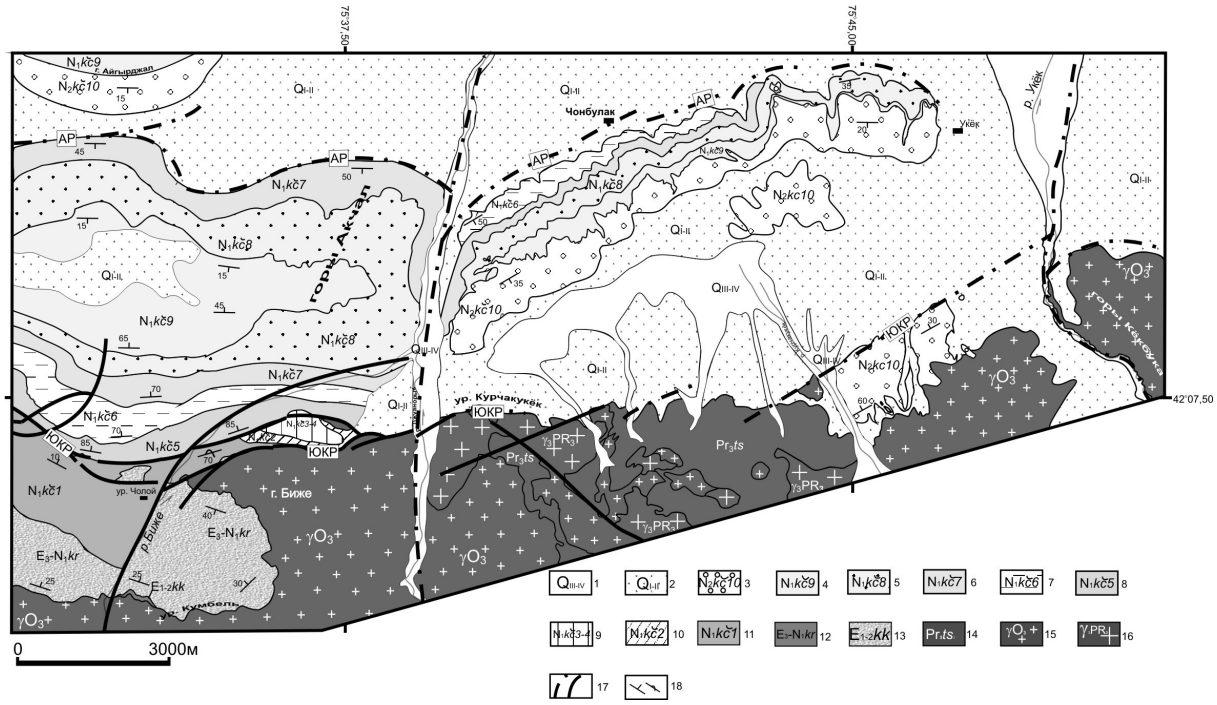
Москва, Геологический институт РАН, catherinelav@yandex.ru

Альпийская активизация палеозойской складчатой области Тянь-Шаня, обусловленная коллизией на границе Индийской и Евразиатской плит, началась в палеоцене и продолжается до настоящего времени. Представления об импульсном и неоднородном характере орогенических движений Тянь-Шаня, базирующиеся на данных о тектонике и литологии осадочного заполнения межгорных впадин **[1]**, в последние годы дополняются материалами датирования вертикальных движений с использованием методов трекового анализа, данными детальных структурно-геологических и морфоструктурных исследований. Важнейшими проблемами остаются механика латерального распространения деформаций (с установленным запаздыванием орогенических импульсов с юга на север на несколько миллионов лет), вероятное различие кинематических обстановок на этапе формирования внутригорных впадин и последующей деформации осадочных толщ, соотношение величин широтного горизонтального сжатия коры и вертикальных орогенных движений, а также особенности проявления деформаций в консолидированном фундаменте. Ключевыми объектами для решения этих проблем являются линейные зоны новейших деформаций вдоль бортов внутригорных впадин. Структурно-геологические исследования в Кочкорской впадине проводились на базе детального картирования участков южного борта, изучения деформационных структур кайнозойского осадочного чехла, структурных несогласий, контактов «фундамент – чехол» и систем трещиноватости в гранитах фундамента.

Фундамент южного борта Кочкорской впадины сложен в основном гранитоидами позднеордовикского возраста, связанными с каледонским этапом развития Северного Тянь-Шаня, с подчиненным количеством верхнепротерозойских отложений. Полный разрез кайнозойского чехла обнажается в южной части впадины в широкой полосе между хр. Терскей-Алатау и р. Кочкор (рисунок). Верхнюю часть дочетвертичного разреза чехла слагает мощная миоценовая терригенно-карбонатная толща кочкорской серии ($N_1kč$). В толще отложений кочкорской серии нами было выделено 10 пачек с характерными литологическими признаками, что позволило проследить маркирующие горизонты, описать морфологию складчатых структур, оценить амплитуды смещений по разрывным нарушениям в осадочном чехле. При этом самая верхняя валунно-галечная 10-я пачка лежит на 8 и 9-й пачках с небольшим угловым несогласием или на коре выветривания гранитов. Породы кочкорской серии интенсивно деформированы (вплоть до запрокинутых складок) и смещены разломами взбросо-сдвиговой кинематики. Плейстоцен-голоценовые галечные отложения залегают субгоризонтально с резким структурным несогласием на денудированной поверхности. Смещения разновозрастных аккумулятивных террас указывают на некоторую активность главных разломов в течение плейстоцена **[3, 4]**.

В процессе исследований были установлены следующие особенности строения и тектонической эволюции Кочкорской впадины:

1. В результате внутриплитной активизации в пределах южного борта впадины в чехле сформировалась серия асимметричных синклиналей и сопряженных с ними гребневидных антиклиналей, в ядрах которых выходят нижние горизонты чехла или граниты фундамента. В целом осевые поверхности крупных складок имеют южное падение и параллельны общему простиранию впадины. Складки составляют единый структурный ансамбль с крупными субширотными разрывными нарушениями: Южнокочкорским взбросом, Акчопским взбросом и Айгырджалской разломной зоной. Проведенные работы показали, что Южнокочкорская разломная зона на рассматриваемом участке почти в 18 км имеет сложное строение: меняет свое простирание, смещает контрастные по возрасту пачки, нарушается поперечными разломами,



Геологическая схема южного борта Кочкорской впадины (составлена авторами с использованием данных А.В. Полещука). *1* – голоценовые аллювиальные отложения; *2* – плейстоценовые аллювиальные отложения; *3–11* – миоценовые терригенно-карбонатные отложения кочкорской серии с номерами пачек; *12* – олигоцен-миоценовые терригенные отложения киргизской серии; *13* – палеоцен-эоценовые глинисто-карбонатные отложения коктурпакской серии; *14* – верхнепротерозойские комплексы нерасчлененные; *15* – позднеордовикские граниты; *16* – протерозойские гранитоиды; *17* – разломы: ЮКР – Южнокочкорский разлом, АР – Акчопский разлом; *18* – элементы залегания.

местами образуя дуплекс-структуры. Важно отметить, что разлом лишь местами совпадает с контактом «фундамент – чехол», который на многих участках остается стратиграфическим.

2. В центральных частях участка работ (руч. Биже) фиксируется шарнирное надвигание гранитов по крутому Южнокочкорскому взбросу на разновозрастные пачки кочкорской серии с амплитудой 0–400 м, при этом отложения чехла на контакте имеют вертикальные, а чаще запрокинутые залегания в пределах широкой полосы. Зона интенсивных деформаций пород чехла ограничивается Акчопским взбросом, который интерпретируется нами как форберговая структура ограничения системы пологих надвигов и связанных с ними складок во фронте главного взброса. На западе исследуемого района чехол залегает стратиграфически на коре выветривания позднеордовикских гранитоидов. Надвиговые деформации фиксируются здесь не по контакту «фундамент – чехол», а севернее, внутри впадины, при этом в висячем крыле оказываются как породы фундамента, так и залегающие на них стратиграфически отложения чехла. На крайнем востоке участка (р. Укёк) по геофизическим **[3]** и геологическим данным предполагаются наибольшие амплитуды надвигания палеозойских гранитоидов на осадочные толщи.

3. Основная структурная перестройка южного борта Кочкорской впадины произошла в узком временном интервале в конце плиоцена – позднем плейстоцене и происходила в две фазы. Наиболее ранняя – основная – перестройка произошла до накопления 10-й пачки кочкорской серии в конце плиоцена – начале плейстоцена. В это время активизировались главные разломные зоны, произошло складкообразование в кайнозойском чехле, а также изгибание кровли фундамента, местами с протрузивным внедрением гранитов в чехол. Вторая фаза тектонизации в конце плейстоцена характеризуется возникновением современного рельефа с перепадами высот до 2 км и завершением формирования систем форбергов, причем самые поздние движения отчетливо проявились в виде флексур террас валунно-галечных отложений на левом берегу р. Джуанарык и детально изучались **[4].**

4. Геометрия позднеальпийских структур Кочкорской впадины (кулисное расположение современных котловин, левосторонние синтетические сдвиги, правосторонние антитетические сдвиги, а также взбросо-надвиги) в пределах южного борта соответствует обстановке левосторонней транспрессии. Тем не менее, судя по строению поперечного разреза впадины **[1]**, можно предполагать инверсивную активизацию некоторых разломов, заложившихся на стадии наибольшего прогибания в миоцене.

5. Деформации в позднеордовикских гранитоидах фундамента имеют катакластический характер и представлены многочисленными смещениями по границам линзовидных блоков с формированием зон брекчирования и милонитизации. Реидные деформации в гранитах в приповерхностных уровнях проявляются в виде локальных надвиговых (козырьковых) структур, ограниченных по простиранию. Также отмечается протрузивное внедрение небольшого гранитного массива внутри дуплекс-структуры. Результат анализа трещиноватости и реконструкции полей напряжений с помощью программы «Win-tenzor» **[2]** показал, что для деформаций кочкорской серии, в целом, устанавливается взбросовая кинематика при субширотной ориентировке оси главного сжатия. При этом для гранитов можно отметить разные ориентировки векторов главных осей напряжений во внутренних частях массивов и по их периферии. Размерность доменов с выдержанной ориентировкой палеонапряжений увеличивается на удалении от зоны активизации.

6. Образование приповерхностных надвиговых (козырьковых) структур в пределах фундамента определяется не только сокращением поперечного размера впадины, но и перераспределением вещества гранитного фундамента в зоне тектонизации. Возникновение подобных структур в фундаменте привело к образованию внутри впадины Акчопского взброса-форберга и структурно связанных с ним сложных складок (fault-related-folds **[4]**). Важно отметить, что при тектоногравитационном оплывании гранитного фундамента в воздымающихся бортах впадины амплитуды приповерхностных надвиговых смещений не будут отражать величины реального поперечного сокращения впадины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 13-05-00298, Программ ОНЗ РАН № 6 и 10.

[1] *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. Труды ГИН АН СССР. Вып. 307. М.: Наука, 1977. 172 с.

[2] *Delveaux D., Sperner B.* New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program // New insights into structural interpretation and modeling / Ed. D. Nieuwland. Geological Society, London, Special Publication. 2003. V. 212. P. 75–100.

[3] *Park S.K. et al.* Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic // Tectonics. 2003. V. 22, № 2. 1013. doi:10.1029/2001TC001318.

[4] *Thompson S.C. et al.* Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107, № B9. 2203. doi:10.1029/2001JB000596.

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КУКШЕРО-ИЙСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

В.И. Левицкий

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

Отнесение высокометаморфизованных пород Кукшеро-Ийского прогиба или к Бирюсинской глыбе Присаянского (Шарыжалгайского) краевого выступа фундамента Сибирского кратона, или к Центрально-Азиатскому складчатому поясу (ЦАСП) является предметом дискуссий. Породы изучались в районе выделения стратотипа барбитайской свиты (бассейне р. Барбитай), которая в стратиграфических схемах 70-х годов XX в. считалась самой верхней нижнепротерозойской карбонатно-гнейсовой толщей в составе раннедокембрийского бирюсинского комплекса Бирюсинского блока.

Породы метаморфического этапа – амфиболиты, гнейсы, кварцитогнейсы, глиноземистые гнейсы и сланцы, мраморы – широко распространены, являются ранними, сформированными в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений.

Амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы. Амфиболиты реконструируются как базальты, а амфиболовые плагиогнейсы – как андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты нормальных и известково-щелочных (иногда низкокалиевых) серий. Содержание в них петрогенных и редких элементов указывает на формирование в различных – внутриконтинентальных, островодужных, редко срединно-океанических – обстановках. Кроме присущих этим обстановкам элементов, в них иногда наблюдаются повышенные содержания (г/т) B (до 62), Ag (до 0.4), Au (до 0.043), Sn (до 11).

Гнейсы и кварцитогнейсы переслаиваются с мраморами и амфиболитами. Относятся к умеренно- и высококремнистым (SiO_2 – 61.67–74.29 %), низко- и умеренноглиноземистым (3.00–17.04 %) породам и реконструируются как терригенные осадки. Для гнейсов характерны высокие содержания (г/т) Ba (до 1230), Sr (до 570), иногда Cr, V, Pt, Pd, Ag, Au. Кварцитогнейсы обогащены Al_2O_3 (4.65–8.67 %), K_2O+N_2O (0.81–2.64 %), Ba (до 360 г/т), Sr (до 170 г/т), Au (до 0,01 г/т).

Глиноземистые гнейсы, сланцы состоят из кианита, граната, кварца, плагиоклаза, биотита, амфибола. Реконструируются как пелиты, гидролизаты. Содержания (%) Al_2O_3 варьируется от 19.42 до 21.83, SiO_2 от 56.08 до 62.93. Им присущи повышенные концентрации (г/т) Ba (до 700), B (до 400), Cr (до 400), Ni (до 500), Au (до 0.01).

Мраморы и кальцифиры. Доминируют кальцитовые мраморы, известны доломитовые, которые обычно преобразованы в скарны и кальцифиры. В последних преобладает кальцит; встречаются биотит, флогопит, кварц, скаполит, амфибол, микроклин, гранат, пироксен. Кальцифиры и мраморы имеют высокие концентрации (г/т) Sr (730–10000), Ba (110–510), Au и Pt. Повышенные количества Sr характерны для карбонатных пород слюдянского, ольхонского, святоносского комплексов ЦАСП **[1, 2]**.

Гранатовые метабазиты (эклогитоподобные породы). В реликтах могут присутствовать моноклинный и ромбический пироксены. Они замещаются гранатом (альмандин-пиропового или гроссуляр-андрадитового ряда), амфиболом, биотитом; присутствуют кальцит, цоизит, эпидот, хлорит. Содержания редких и петрогенных элементов (%) варьируются SiO_2 (44.63–52.94) Al_2O_3 (3.82–16.43), TiO_2 (0.43–3.01), Na_2O (0.98–4.03), K_2O (0.36–1.24), что отражает их развитие по гипербазитам, базальтам, андезибазальтам. В ряде случаев обогащены Sr (до 1200 г/т), Li, Sn, Ag, Ni, Cr, V.

Породы ультраметаморфического этапа связаны с проявлением аллохимических (под воздействием глубинных флюидов) **[1, 2]** или изохимических (анатектических) процессов преобразований. Они представлены в амфиболитах и амфиболовых плагиогнейсах маломощными телами плагиоклазовых и калишпатовых мигматитов, автохтонными и аллохтонными гранитоидами, а в мраморах – пироксеновыми и форстеритовыми кальцифирами и скарнами.

Регионально не распространены, преобладают мелкие тела, отсутствуют гранит-мигматитовые поля.

Плагиомигматиты варьируются по содержаниям Al_2O_3, железа, Na_2O, K_2O, наследуя геохимическую специфику субстрата. Они обогащены Ba, Sr, обеднены – Li, Cs, Rb. В амфиболитах вместе с плагиомигматитами встречаются плагиоклазиты, которые, как в слюдянском и ольхонском комплексах **[1]**, концентрируют Sr (до 1750 г/т).

Калишпатовые мигматиты имеют крайне малые размеры разнообразной формы обособлений, ассоциируя с плагиомигматитами и гранитоидами. Содержат высокие концентрации K_2O (3.19–5.95 %), Ba (740–1730 г/т), Sr (320–530 г/т), REE.

Гранитоиды представлены автохтонными и аллохтонными разностями плагиоклазового, калишпатового и плагиоклаз-калишпатового состава. Как правило, характеризуются очень высокими содержаниями Ba, Sr; повышенными – Cr, V, Ni, Co; умеренными Li, Rb, LREE и относятся к ультраметаморфическому типу **[4]**.

Скарны. Их состав определяется субстратом. По кальцитовым мраморам возникают гранат-пироксен-плагиоклазовые, плагиоклаз-кальцитовые породы, а по доломитовым – образования с зональностью плагиоклаз-пироксеновая порода – пироксеновый скарн – форстеритовый (±пироксен) скарн и кальцифир. Метасоматиты по доломитовым и кальцитовым мраморам сформировались до кристаллизации гранитов – в них присутствуют прожилки магматитов, отсутствуют постмагматические минералы. Это позволяет отнести их к образованиям магматической стадии **[1]**. Аподоломитовые пироксеновые скарны имеют относительно низкие содержания (%) Al_2O_3 (3.94–4.42), TiO_2 (0.19–0.24), Fe_2O_3 (2.62–4.26), высокие – CaO (22.56–26.32), MgO (14.02–14.24), умеренные – элементов группы железа. В контактах кальцитовых мраморов с гнейсами или амфиболитами по последним образуются тела с зональностью: гранатовые – пироксен-гранатовые (±Пл) – пироксеновые (±Пл, Гр) – гранат-пироксен-плагиоклаз-калишпатовые метасоматиты или (и) кальцифиры. Им присущи пониженные содержания SiO_2, повышенные – (%) TiO_2 (0.23–2.62), Fe_2O_3 (10.02–24.12), MgO (2.22–8.85), P_2O_5 (0.37–3.79), K_2O (0.32–6.64), Na_2O (0.10–2.53); (г/т) Sr (90–2040), La (22–2587), Ce (41–3658), Zr (97–9645), Nb (23–452). Гранат представлен рядом андрадит-гроссуляр, пироксен – эгирином (3.67–6.09 % Na_2O). В них обнаружен кальцит, обогащенный Ba (0.16–0.28 %). Подобные породы известны в массивах святоноситов слюдянского комплекса **[1]**.

Магматические образования. Доминируют гранитоиды, встречаются габброиды, ультрабазиты. В массивах гранитоидов состав фаз варьируется от диоритов по лейкогранитов. Они относятся к высоко-и умеренноглиноземистым разностям с высокой щелочнометалльностью (Na_2O+K_2O=6.63–9.92 %), преобладанием K_2O над Na_2O, повышенными концентрациями (г/т) Ba (704–2650), Sr (170–800), Zr (290–474), LREE, пониженными – элементов группы железа. Соответствуют палингенным гранитоидам щелочного ряда **[4].** По геохимическим характеристикам они не имеют ничего общего с гранитоидами огнитского и бугульминского комплексов, широко развитыми в регионе.

Метасоматиты постультраметаморфического (постмагматического) этапа относятся к высоко-, средне- и низкотемпературным образованиям. Выделяются метасоматические породы по амфиболитам, гнейсам, гранитоидам, мигматитам (апоалюмосиликатные); ультрабазитам; кальцитовым или доломитовым мраморам (апокарбонатные); в контактах амфиболитов или гнейсов с мраморами (контактовые).

Высокотемпературные метасоматиты представлены микроклиновыми и альбит-микроклиновыми разностями, развитыми по амфиболитам, гранитоидам, амфиболовым и глиноземистым гнейсам, ранним амфиболовым и гранат-амфиболовым породам; по аподоломитовым скарнам и контактовым метасоматитам. Они слагают зональные тела, являются распространенной и разнообразной по минеральному и химическому составу группой пород. В алюмосиликатной среде тыловые части тел сложены микроклинитами, альбит-микроклиновыми породами, а краевые – образованиями с реликтовыми пироксенами и гранатами альмандин-спессартинового или гроссуляр-андрадитового ряда, амфиболом, биотитом, микроклином, кальцитом.

Микроклиниты характеризуются варьирующимися концентрациями (%) SiO_2 (52.65–63.79), Al_2O_3 (17.58–19.05) K_2O (7.65–10.80), Na_2O (1.60–3.06), высокими (г\т) Ba (3170–5220), Sr (1390–2370), Zr (до 574), Nb (45–251), Au (до 2.5 г/т).

Альбит-микроклиновые породы состоят из микроклина, альбита, андезина, кварца, биотита; акцессорных – апатита, циркона, ортита, кальцита. В них отмечен редкий натриевый тремолит – винчит. Обогащены (г/т) Ba – (до 1160), Sr (до 660).

Мезократовые и меланократовые породы краевых зон содержат пироксен, микроклин, амфибол, скаполит, биотит, кальцит, ортит, циркон. Для них характерны высокие (иногда аномальные) содержания Ba, Sr, REE, Zr, Nb.

Среднетемпературные метасоматиты разнообразны по химическому и минеральному составу, относятся к неполнопроявленным **[3].** Им присущи реликтовые (амфибол, микроклин, гранат, плагиоклаз) и новообразованные минералы – слюды (биотит, флогопит, мусковит), эпидот, клиноцоизит, апатит, ортит. Метасоматиты иногда аномально обогащены P_2O_5 (20 %), F (1.2 %), Sr, REE (до 0.2 %), Zr (до 1 %), Nb (377 г/т).

Низкотемпературные метасоматиты содержат реликты ранних высоко- и среднетемпературных минералов. Они относятся к постскарновым приразломным неполнопроявленным **[3]** образованиям. Главные минералы – хлорит, серицит, апатит; карбонаты – кальцит, анкерит; сульфиды – пирит, галенит, сфалерит. Вместе с баритом встречен редкий для региона цельзиан. Метасоматитам присущи низкие содержания (%) SiO_2 (27.6–39.4), высокие – TiO_2 (до 4.08), MnO (0.60–1.28), P_2O_5 (19.92), Ba (0.083), Sr (0.05–0.22), LREE(0.235), Zr (0.18), Nb (0.058), Pb (0.15), Zn (1.00); г/т Ag (5.5), Au и Pt.

В результате исследований установлено, что породы Кукшеро-Ийского прогиба относятся к полигенным и полихронным образованиям, что обусловлено зарождением их протолитов в разных геодинамических обстановках, последующим проявлением процессов изохимического метаморфизма умеренных и повышенных давлений, наложенных региональных аллохимических ультраметаморфических и метасоматических преобразований, развитием гранитоидного и базитового магматизма. Во многих случаях они имеют близкие вещественные характеристики с метаморфическими и метасоматическими породами слюдянского и ольхонского комплексов ЦАСП и однозначно являются их возрастными аналогами. В совокупности все это отражает особенности литогенеза и вулканизма при формировании Палеоазиатского океана, преобразования их протолитов в процессах метаморфизма и метасоматоза, а также инициального магматизма при становлении континентальной коры. Отсутствуют вещественные признаки отнесения изученных пород прогиба к раннедокембрийским образованиям фундамента Сибирского кратона. Открыты ассоциации, аномально обогащенные Nb, Zr, LREE, Zn, Ba, Sr, Pb, Au, Ag, которые могут рассматриваться как потенциально рудоносные и имеющие промышленную значимость.

[1] *Левицкий В.И.* Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2005. 348 с.

[2] *Петрова З.И., Левицкий В.И.* Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.

[3] *Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М.* Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1981. 264 с.

[4] *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ В ЗЕМНОЙ КОРЕ: НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА[1]

М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, mgeonov@yandex.ru

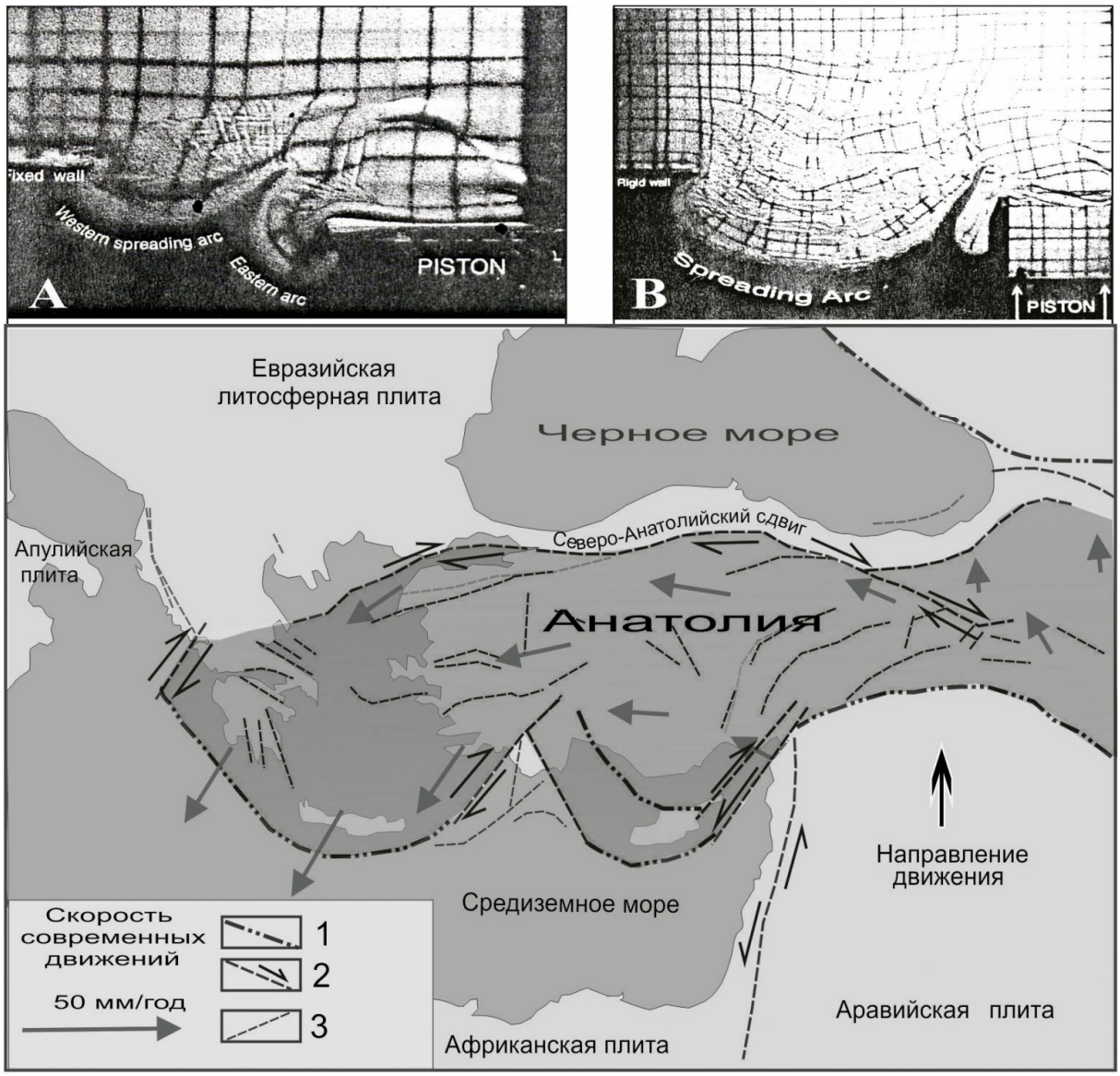
Идеи о масштабном тектоническом течении горных масс земной коры и литосферы восходят к работам Э. Аргана, который объяснил структуру земной коры Азиатского континента как следствие масштабного тектонического течения. В 60-х годах XX столетия появились публикации, содержащие данные об объемной пластической деформации кристаллических толщ и некоторые представления о механизмах 3D деформации и ее структурных следствиях. Л. Кинг объяснил формирование рельефа материков объемным течением кристаллического фундамента и ввел в геологию представление о реидной (от греческого ρέος, «течение, поток») деформации. Г. Штилле указал на наличие особого структурного механизма в пределах консолидированной коры – «тектоники разрыхления». Большой вклад в разработку проблемы внес А.В. Лукьянов, который обобщил натурные наблюдения и данные физических экспериментов и сделал вывод о превалирующем значении пластического течения в формировании инфраструктуры земной коры.

В течение последних десятилетий получен новый фактический материал, который свидетельствует: кристаллические горные породы могут вести себя как вязкая жидкость и могут течь в холодном и твердом состоянии. Определены механизмы тектонического течения: *пластическая деформация, хрупкая кливажная и блоковая деформация, объемный катаклаз, меланжирование, динамическая рекристаллизация.* Установлено, что течение захватывает гигантские объемы горных масс различного возраста. При этом формируются специфические структурно-кинематические ансамбли, отражающие вертикальное и горизонтальное объемное течение, благодаря которым мы и можем реконструировать эти процессы в земной коре. Основными структурными формами *вертикального* «связного» перемещения пород являются так называемые «тела протыкания»: кристаллические диапиры, образующиеся за счет плотностной инверсии и протрузии, формирование которых обусловлено инверсией вязкостной. Механизм диапиризма применительно к «холодным» кристаллическим породам, согласно представлениям ряда авторов (например, Ф.А. Летникова, Э.Н. Лишневского), по-видимому, не реализуем или реализуем лишь в совокупности с действием дополнительных тектонических сил. Это связано с тем, что подъемные силы, возникающие из-за разности плотностей вмещающих пород, например гранитов, недостаточны для преодоления сил трения на контакте «пассивных» и «активных» горных масс. Более того, тела протыкания часто образованы породами, имеющими гораздо больший удельный вес, чем породы рамы, например ультрабазитами.

Наблюдения показывают, что «холодные» тела протыкания, а именно они свойственны консолидированной коре, обычно сложены дезинтегрированными, интенсивно трещиноватыми, рассланцованными, брекчированными, катаклазированными породами. Дезинтеграция имеет объемный характер и захватывает обычно весь объем тела протыкания или его значительные части с сохранением внутри катаклазированной массы отдельных ненарушенных фрагментов различной величины.

В результате происходит переход первично-монолитной кристаллической породы в разряд гранулированных сред, обладающих специфическими физическими свойствами, из которых в контексте рассматриваемой проблемы важны два: свойство сверхпластичности, обеспечиваемое снижением эффективного трения в процессе перемещения гранул (зерен, блоков, доменов), и проявление дилатансии (увеличение объема). Все это обеспечивает 3D подвижность горных масс и их объемное катакластическое течение. Объемная подвижность кристаллических пород делает возможным их перераспределение в пространстве и формирование своеобразных структур протыкания типа протрузий.

[1] Основная библиография по излагаемым вопросам содержится в **[1, 2]**.



Модель Анатолийского плито-потоко по [3].

Основные показатели *латерального* течения – это горизонтальные протрузии и плито-потоки (рисунок). Горизонтальные тектонические потоки, «вмороженные» в структуру коры, в частности, отражены в трещинно-разломной тектонике чехольных комплексов. В настоящее время на новом фактическом материале обосновано существование субгоризонтальных тектонических «потоков» в кристаллическом цоколе мегаструктур как континентальной, так и океанической коры, определены главные структурно-кинематические ансамбли, характеризующие процесс латерального течения. Обзор фактического материала и модельных построений, касающихся геологии этих своеобразных структур, показал: их формирование – это явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики фундамента платформ и подвижных поясов. Горизонтальную протрузию (плито-поток) можно определить как пространственно ограниченное горизонтально-плоскостное геологическое тело, обладающее признаками объемного (3D) тектонического течения (реидной деформации) и латерального перемещения горных масс. Плито-потоки (горизонтальные протрузии) представляют собой геологические тела (геодинамические системы), играющие существенную роль в строении континентальной и океанической литосферы. Своим существованием они отражают зафиксированную в структуре

коры внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферы. Латеральное перемещение горных масс в пределах подобных ансамблей может осуществляться в режимах «холодной» деформации, относительного прогрева, проявления метаморфизма и твердопластического течения, субсолидусного состояния горных масс, их частичного подплавления. Структурно-тектонические ансамбли, фиксируемые в пределах консолидированного слоя земной коры и отражающие проявление латерального тектонического течения, обладают рядом характерных особенностей.

Главные из них следующие: 1. Общая дугообразная (подковообразная) форма геоструктуры и специфический структурный парагенез, отражающий поступательное движение масс и их объемное сдвиговое течение. В парагенез входят: зоны сплющивания и нагнетания (flattening and squeezing zones); линейные зоны осепродольного течения (zones of lengthwise-axial concentrated tectonic flow); зоны субгоризонтального течения (lateral tectonic flow) и срывов (detachments); зоны диссипативного сдвигового объемного течения (dissipated strike-slip flow zones); зоны относительной декомпрессии и оттока горных масс (distention or asylum zones). Первые три категории – это зоны концентрированных деформаций (high-strain shear zones), которые определяют разноранговую внутреннюю делимость корового слоя. 2. Общая синформная чешуйчато-покровная структура и конформный подковообразный изгиб структурных линий в плане; наличие поперечных складок коробления; развитые по всему объему структуры пластического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой; наличие колчановидных складок. 3. Структура типа «матрешки» с вложенными друг в друга тектоническими пластинами, разделенными зонами пластических срывов (detachments) и ярко выраженная внутренняя субслойная структурно-метаморфическая расслоенность. 4. Наличие краевых зон вязко-пластического сдвига, трансформированных в краевые надвиги и покровы. 5. Внутренняя структура, отличающаяся от структуры соседствующих с протрузией тектонических элементов (зон, массивов, террейнов и пр.). 6. Высокоградиентный метаморфизм с чередованием зон разной степени вещественной трансформации пород в зонах концентрированных деформаций (особенно в краевых зонах) и наличие в ряде случаев поясов гранулитового метаморфизма. 7. Тектонически обусловленные субгоризонтальные внедрения магматического материала, приводящие к структурно-реологическому расслоению движущихся масс. 8. Наличие гранитного магматизма, проявляющегося на поздних стадиях консолидации. 9. Наличие субвертикальных и субгоризонтальных зон офиолитового и тектонометаморфического меланжей. 10. Относительно слабое морфоструктурное расчленение рельефа (кроме фронтальных зон нагнетания и сплющивания).

Таким образом, тектоника истечения (реидная тектоника) фундамента – реальное и широкомасштабное явление, которое определяет многие существенные особенности континентального и океанического тектогенеза. Этот вывод, помимо самостоятельной значимости, имеет большое значение для разработки плейттектонических концепций, так как непреложно свидетельствует о том, что *литосферные плиты не являются жесткими*, а представляют собой весьма подвижную субстанцию, которая чутко реагирует на приложение внешних сил и напряжений и обладает внутренней энергетикой, способной создавать сложные структурно-тектонические ансамбли. Этот тезис ранее был аргументирован автором в серии публикаций.

[1] *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 468 с.

[2] *Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли* / Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2013. 318 с.

[3] *Martinod J., Hatzfeld D., Brun J. et al.* Continental collisionl, gravity spreading, and kinematics of Aegea and Anatolia // Tectonics. 2000. V. 19, № 2. P. 290–299.

ПЬЕНИНСКИЙ УТЕСОВЫЙ ПОЯС (КАРПАТЫ) И ГЛАВНЫЙ МОНГОЛЬСКИЙ ЛИНЕАМЕНТ: СТРУКТУРА, ЭВОЛЮЦИЯ, СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, КОНВЕРГЕНЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ

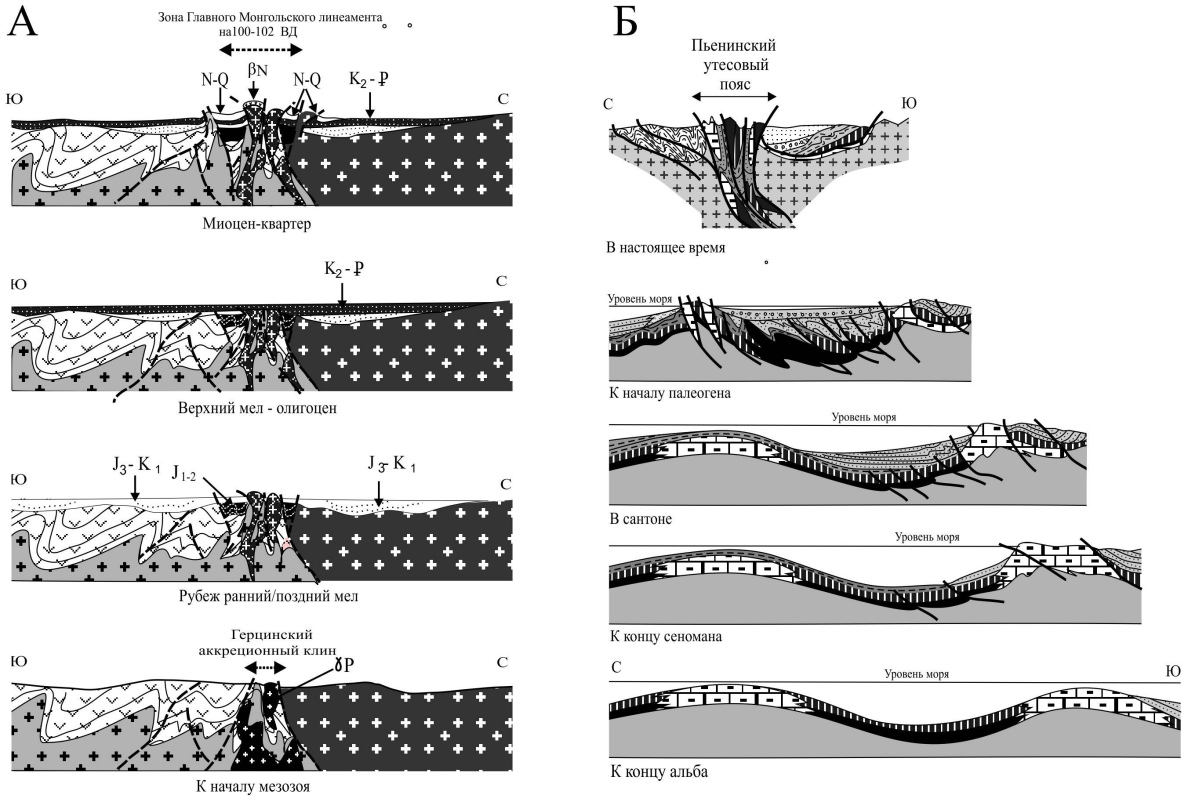
М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина

Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru

Введение. В структуре подвижных поясов отчетливо выделяются узкие (первые километры) и протяженные (до нескольких сотен и тысяч километров) зоны с очень сложной внутренней тектонической структурой, интенсивной вещественной переработкой горных масс, глыбово-блоковым строением и своеобразным «клипповым» рельефом. Они играют существенную роль в структуре земной коры, определяя ее внутреннюю делимость и являясь зонами аккомодации (буфера) между разными по природе фрагментами земной коры. Даже сама протяженность таких швов (сотни и тысячи километров) свидетельствует о их значимости. В работе приведена сравнительная характеристика строения и эволюции Пьенинского утесового пояса (Карпаты) и Главного Монгольского линеамента – протяженных трансрегиональных линейных структур Евразийского орогенного пояса (рисунок).

Пьенинский утесовый пояс. Пьенинский пояс – один из главных тектонических элементов Карпатского горного сооружения. Образуя выгнутую к северу дугу, он тянется в общекарпатском направлении почти на 900 км от окрестностей Вены на западе до Мармарошского массива на востоке, сохраняя на всем протяжении очень незначительную (от 2 до 20 км) ширину. Сведения по геологии пояса содержатся в многочисленных работах **[1–3 и ссылки в этих работах].** Зона Пьенинских утесов сложена рыхлыми песчано-глинистыми и мергелистыми отложениями верхнего мела – палеогена («осадочная оболочка» утесов), среди которых расположены выделяющиеся в рельефе, тектонически разобщенные и хаотически расположенные фрагменты (чешуи, глыбы, блоки) плотных кремнисто-карбонатных пород юрского и нижнемелового возраста («утесовые серии»), формирующие «клипповый» рельеф. Породы осадочной оболочки смяты в складки, сжатые до изоклинальных, с субвертикально и крутонаклонными осевыми плоскостями и сорванными крыльями, иногда имеющие хаотический облик. Пластичные породы «оболочки» рассланцованы и покрыты на плоскостях сланцеватости зеркалами скольжения. Пласты компетентных пород (песчаников, кремней) разлинзованы, будинированы, закручены. «Утесы» образуют несколько рядов соприкасающихся, надвинутых друг на друга и перекрывающих друг друга тектонических линз, блоков, чешуй и покровов. Внутренняя структура свидетельствует об интенсивном тектоническом скучивании пород, а также о их хрупко-пластическом продольном к оси пояса тектоническом течении, в совокупности отражающих условия транспрессии.

Пьенинский утесовый пояс является элементом Карпатской структурной петли, и его эволюция неразрывно связана со становлением Карпатского сооружения в целом. Установлено **[1–3 и ссылки в этих работах]**, что Пьенинский пояс сформирован из отложений глубоководного и широкого палеобассейна, ограниченного с севера и с юга мелководными линейно вытянутыми поднятиями. Палеомагнитные исследования показывают **[1]**, что в процессе тектонической эволюции горные массы региона, в том числе и Пьенинского бассейна, были перемещены в пространстве, изогнуты и выжаты в виде горизонтальной сигмоиды к северу. Этап сжатия и покровообразования начался на пространстве Внутренних Карпат в середине мела; в маастрихте – раннем палеогене сжатие проявилось в пограничной области Внутренних Карпат и Пьенинского бассейна. Возникновение Карпатской петли приходится на интервал палеоген – ранний миоцен, а главные деформации – на конец этого этапа. Изгибание Карпатской дуги сопровождается поперечным сжатием и удлинением, что стимулирует продольное тектоническое течение горных масс. Деформация продолжается и в новейшее время, когда происходит формирование рельефа и оформление современного облика Пьенинского пояса.



Палеогеодинамическая эволюция Главного Монгольского линеамента (*А*) и Пьенинского утесового пояса (*Б*).

Главный Монгольский линеамент (ГМЛ). ГМЛ является одной из основных структурных линий Центрально-Азиатского подвижного пояса, определяет многие черты его развития и контролирует проявление тектонических, магматических и седиментационных процессов (См. библ. в **[4]**). ГМЛ в виде пологой субширотной дуги протягивается через территорию Монголии более чем на 2.5 тыс. км и в западной и центральной частях орографически соответствует Монгольскому и Гобийскому Алтаю и цепочке массивов Восточной Монголии. Зона линеамента представляет собой сгущение субширотных сдвигов и взбросо-сдвигов, образующих две ветви: северную и южную, которые то расходятся, то сливаются воедино. Наиболее изучен отрезок линеамента, соответствующий системе хребтов Гурбан-Богдо в Гобийском Алтае. Это узкая (0–30 км) и протяженная (≈250 км) прерывистая полоса кулисно расположенных выходов палеозойского фундамента (горные массивы), обрамленных отложениями мезозойско-кайнозойского чехла (долинные участки). ГМЛ является областью концентрации разломов (сдвигов и взбросо-сдвигов), пликативных и дизъюнктивных деформаций, морфологических аномалий. Характерны линзовидно-ленточные структуры, сложенные тектонически обособленными блоками-ромбоэдрами различного размера, которые разделены или разломами, или катаклазированной основной массой – тектоническими меланжами. Образование подобного структурного ансамбля характерно для линейных зон сдвигового течения. В общий сдвиговый парагенез вписаны кристаллические протрузии гранитов и ультрабазитов. ГМЛ возник в период внутриплитной активизации на месте ранее сформированного структурного шва, который вошел в состав единого консолидированного слоя эпикаледонско-герцинской платформы. Его линзовидно-глыбовая структура сформирована поэтапно в течение мезозоя и кайнозоя по породам палеозойского фундамента и почти не затрагивает чехольных образований. Характерно объемное тектоническое брекчирование разного масштаба и практически полное отсутствие грубокла-

стических микститов нетектонического генезиса. В отличие от ранее описанных структурных швов, формирование ГМЛ на плитном этапе происходило без сокращения геологического пространства, без значимого сближения ограничивающих его эпикаледонского и эпигерцинского доменов. ГМЛ соотвествует зоне межрегионального сдвига, как проекция палеозойского аккреционного шва. Развивался ГМЛ по иному сценарию, чем шов палеозойский, становление которого было связано со значительными латеральными сокращениями океанического пространства на герцинском этапе тектогенеза. Морфоструктура ГМЛ возникла в результате объемного сдвигового течения горных масс и протрузивного процесса в условиях левосдвиговой транспрессии.

Заключение. Описанные структуры относятся к категории трансрегиональных зон концентрированной деформации и играют существенную роль в тектонической архитектуре земной коры Евразии, являясь зонами взаимодействия (аккомодации) мегаобъемов земной коры. При сходстве внешних очертаний, морфологии, внутреннего строения, элементов кинематики, они различны по набору слагающих формаций, исходной палеогеодинамической ситуации, механизму формирования, положению в общей структуре Евразийского континента (рисунок). Это явление необходимо учитывать, ибо его игнорирование может привести к ошибочно-универсальному толкованию условий и механизма формирования существенно различных геологических объектов, хотя и объединенных общностью морфоструктурного облика.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и гранта РФФИ 13-05-00298.

[1] *Буртман В.С.* Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.

[2] *Леонов М.Г.* Палеотектоническая эволюция Пьенинского утесового пояса (Карпаты) // Проблемы стратиграфии и исторической геологии / Ред. Е.Е. Милановский. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 104–115.

[3] *Леонов М.Г.* «Великие» структурные линии Евразии: строение, эволюция, сравнительная геодинамика // Геотектоника. 2014 (в печати).

[4] *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014 (в печати).

ВЕНДСКИЕ ТИЛЛИТЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА – ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О ЕГО ЭКЗОТИЧЕСКОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ (ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ)

Е.Ф. Летникова, И.А. Вишневская*, С.И. Школьник**, А.И. Прошенкин**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, efletnik@igm.nsc.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sink@crust.irk.ru

При палеогеодинамических реконструкциях достаточно вольно происходит сопоставление магматических и осадочных комплексов террейнов в пределах палеоокеанов и крупных континентов. Ярким примером этого является Тувино-Монгольский раннедокембрийский массив. По отдельным фрагментам его истории можно судить о принадлежности этого блока к активной континентальной окраине Сибирской платформы или вхождении в гондванскую группу континентальных блоков. В решении этого вопроса нами было проведено изучение мезо- и неопротерозойских отложений массива и решающим доводом об отсутствии связи с осадочными бассейнами Сибирской платформы стали результаты исследования вендских тиллитов в основании хубсугульской серии, которые будут приведены в данном сообщении.

Остановимся более подробно на составе обломков древнего ледникового горизонта. Из литотипов в обломочной части основным и практически единственным являются белые и светло-серые мраморизованные карбонатные породы. К редким небольшим обломкам можно отнести кислые вулканиты и сульфидсодержащие песчаники. Такой набор пород в обломочной части резко отличает эти тиллиты от горизонтов подобного происхождения, где на фоне разнообразия магматических и осадочных литотипов преобладают гранитоиды, кислые вулканиты, кварц и кремнистые породы. Наличие в данном случае в преобладающем количестве обломков карбонатных отложений, относящихся к породам, достаточно неустойчивым в зоне гипергенеза, указывает на их господство на площади движения ледника. Учитывая большую мощность вендских тиллитов Тувино-Монгольского массива, можно судить о длительном времени его существования при большой мощности ледового покрова. По своим петрографическим и геохимическим характеристикам они однотипны с карбонатными породами иркутной свиты. Попытка проведения Sr-изотопных хемостратиграфических исследований не была успешной, так как из 30 отобранных обломков ни один не сохранил свой первичный изотопный состав стронция, на что указывают высокие содержания железа и марганца и низкие – стронция, наличие перекристаллизации и других вторичных изменений. Таким образом, на суше в пределах Тувино-Монгольского массива преобладали мезопротерозойские карбонатные породы иркутной свиты, относимые к чехлу Гарганской глыбы. Наиболее вероятно, согласно петрографическому составу обломков и минеральному составу тяжелой фракции матрикса тиллитов, обдукция офиолитов Дунжугурского комплекса произошла позже образования этих тиллитов.

Для оценки возраста магматических и метаморфических пород в пределах палеосборной провинции древнего ледника было проведено датирование детритовых цирконов из песчаного матрикса тиллитов Тувино-Монгольского массива в районе Хубсугульского месторождения фосфоритов методом LA-ICP-MS. Измерения U-Pb изотопного состава цирконов выполнены в Государственной ведущей лаборатории геологических процессов и минеральных ресурсов, Китайский университет геологических наук, Вухан (State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan), на плазменном масс-спектрометре Agilent 7500a. В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования был использован циркон 91500. Измеренные величины обработаны с помощью программ «ICPMSDataCal» и «Isoplot/Ex v.3.41». Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приняты на уровне ±1σ. Все обсуждаемые далее изотопные датировки обломочных цирконов основаны на данных по $^{206}Pb/^{238}U$ для возрастных определений моложе 1 млрд лет и по $^{207}Pb/^{206}Pb$ древнее 1 млрд лет. В работе рассматривались значения возраста с конкордантностью выше 90 % для 73 зерен.

На основе полученных данных можно выделить несколько возрастных диапазонов тектономагматической активности на данной территории – 730–750, 780–840, 890–930, 980–1120, 2000–2400, 2550 и 2700–2900 млн лет. Наименьшее значение возраста, полученное по циркону из песчаного матрикса тиллитов, составляет 697 млн лет. Учитывая наши данные по Sr-изотопной стратиграфии, полученные для венд-кембрийских карбонатных отложений Тувино-Монгольского массива, можно заключить, что изученные тиллитовые образования соответствуют оледенению Марино 650–630 млн лет. Четко выделяются два основных пика тектономагматической активности в неопротерозое. Это рубежи 825 млн лет (27 зерен) и 738 млн лет (24 зерна). Подобный спектр распределения значений возраста получен нами ранее для вендских терригенных отложений верхнешумакской свиты, входящей в состав чехла Тувино-Монгольского микроконтинента.

Датирование детритовых цирконов из матрикса тиллитов хубсугульской серии показало, что их формирование происходило в пределах изолированного тектонического блока – Тувино-Монгольского массива и питающими провинциями для отложений послужили локальные источники сноса, в первую очередь неопротерозойские породы активной континентальной окраины этого блока и гранитоиды Сумсунурского комплекса, а также древние протопротерозойские и неоархейские кристаллические образования Гарганской глыбы. Изобилие цирконов с возрастом от 980 до 730 млн лет указывает на длительное развитие этого континентального блока в неопротерозое и проявление тектономагматической активности в мезопротерозое (1.2–1.0 млрд лет). Мезопротерозойские цирконы не связаны с породами Дунжугурского офиолитового комплекса, который был обдуцирован после оледенения Марино, так как продуктов его разрушения (ни пород, ни минералов тяжелой фракции) в тиллитах не обнаружено. Следует отметить отсутствие цирконов с возрастом около 1.8 млрд лет, столь характерных для пород Сибирской платформы, в том числе венд-кембрийских отложений пассивной окраины – байкальской и оселковой серий. Это и наличие временных интервалов тектоно-магматической активности, не характерных для южной окраины Сибирской платформы, однозначно указывают на отсутствие связи с питающими провинциями Сибирской платформы. Учитывая данные, полученные в этом исследовании, результаты нашего изучения возраста детритовых цирконов верхнешумакских терригенных отложений и исследование Sr-изотопной системы перекрывающих венд-кембрийских отложений чехла Тувино-Монгольского массива, можно заключить, что становление микроконтинента и вхождение пород офиолитового комплекса в состав фундамента этого составного террейна произошло в интервале 650–630 млн лет назад. Образование тиллитов связано с глобальным оледенением Марино в пределах локального континентального блока, вне связи с питающими провинциями крупных древних континентов, в том числе Сибирского.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 12-05-00569 и 12-05-33076.

СТРУКТУРА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА СЕЛЕНГИНСКОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб*, Т.В. Донская*, Е.В. Скляров*, А.В. Иванов*, Ванг Тао**, Лингсен Зенг***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mazuk@crust.irk.ru
**Пекин, Китай, Институт геологии Китайской академии геологических наук

Первые сведения о Селенгинском комплексе метаморфического ядра (КМЯ) появились в 2011 г., и они базировались в основном на данных по юго-восточной и центральной частям **[1]**. Сведения о структуре северо-западной части оставались скудными в силу того, что эта часть ядра находится в зоне активных кайнозойских тектонических движений, которые затушевали и исказили первоначальную позднемезозойскую структуру. В пределах рассматриваемой части Селенгинского КМЯ вскрывается нижняя пластина и перекрывающая ее милонитовая зона видимой мощностью не менее 150 м. Нижняя пластина сложена гранитоидами позднего палеозоя **[2]** с ксенолитами мигматизированных гнейсов, среди которых картируется тектонический блок с динамометаморфизованными конгломератами татауровской свиты. Возраст конгломератов до сих пор дискуссионный. Однако по своим геологическим признакам они идентичны с конгломератами катаевской свиты северо-западного обрамления Заганского КМЯ. Внутренняя структура блока резко отличается от окружающих их образований. Для нее характерна преобладающая северо-западная ориентировка минеральной и структурной линейности, многопорядковая складчатость, которая сопровождается зеленосланцевым метаморфизмом. Кинематические признаки указывают на северо-западный тектонический транспорт в условиях простого сдвига. Эти данные позволяют сделать вывод, что процессы динамометаморфизма в татауровской свите отражают тектоническое событие, проявившееся между позднепалеозойским и раннемеловым диастрофизмом. В связи с этим возникает вопрос, не являются ли милониты северо-западного фланга Селенгинского КМЯ отражением этих событий и не имеют ли прямого отношения к формированию рассматриваемого ядра.

Для решения этого вопроса за прошедшее время удалось получить новые данные о времени формирования КМЯ и сведения о строении его северо-западной части. Здесь установлен широкий спектр динамометаморфизованных образований от ультрамилонитов до псевдотахилитов. Положение плоскостных элементов (гнейсовидность, милонитовая полосчатость и сланцеватость) указывают на погружение рассматриваемого сегмента КМЯ в северо-западных румбах. Стереогеометрические построения на участках, характеризующихся развитием динамометамофических образований, показывают отчетливый тренд ориентировки минеральной и структурной линейности в направлении северо-запад – юго-восток. Шарниры складок имеют подобную ориентировку, поскольку их деформация связана со становлением складок футлярровидного типа. Милонитовая полосчатость осложнена синтетическими макросбросами листрического типа, т.е их падение совпадает с северо-западным погружением милонитовой полосатости.

Дополнительно к ранее опубликованным возрастным характеристикам образований Селенгинского КМЯ **[1]**, свидетельствующим о широком проявлении здесь раннемеловых эндогенных событий, были получены $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом значения, указывающие на процессы тектонического выведения породных комплексов (амфибол-биотитовые гнейсы) в верхние уровни коры. Датирование было осуществлено в Институте земной коры СО РАН. Значение возраста по амфиболу составляет 132.2±1.9 млн лет, по биотиту – 121.0±1.4 млн лет. Эти термогеохронологические данные показывают, что процесс активного выведения на верхнекоровые уровни осуществлялся в течение 10 млн лет, что указывает на высокие скорости тектонического растяжения. Эти результаты согласуются с данными по другим комплексам метаморфических ядер Забайкалья **[3–5]**.

В юго-восточном сегменте ядра зона милонитов практически примыкает к неметаморфизованным образованиям впадин позднего мезозоя, где локально вскрывается детачмент. Струк-

турно-кинематические исследования в пределах зоны милонитов указывают на сбросовый характер смещения, т.е. тектонический транспорт осуществлялся в юго-восточном направлении. В то же время в северо-западной части КМЯ положение детачмента остается неопределенным, и, вероятнее всего, он отделяется от зоны милонитов незначительной по толщине пластиной позднепалеозойских гранитоидов. В целом же положение плоскостных и линейных структурных элементов милонитовой зоны вписывается в аркообразный изгиб Селенгинского КМЯ, амплитуда которого достигает 800 м относительно современного эрозионного среза. Изгиб милонитовой зоны обусловлен процессами изостатической компенсации в процессе растяжения. В совокупности эти процессы могут способствовать возникновению в нижней плите системы грабенов, в которых будут сохраняться фрагменты структур, формировавшихся до возникновения зоны детачмента. Этим, вероятно, можно объяснить сохранившиеся фрагменты динамометаморфизованных конгломератов татауровской свиты на северо-западном фланге Селенгинского КМЯ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 13-05-00557-а, 12-05-00749-а, 13-05-91173-ГФЕН) и партнерского проекта фундаментальных иследований СО РАН № 6.

[1] *Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Скляров Е.В., Рипп Г.С., Избродин И.А., Ванг Тао, Лингсен Зенг.* Селенгинский комплекс метаморфического ядра (Западное Забайкалье) // ДАН. 2011. Т. 440, № 1. С. 82–86.

[2] *Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А.* Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.

[3] *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: РИНЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 192 с.

[4] *Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б.* Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // ДАН. 2006. Т. 406, № 6. С. 778–792.

[5] *Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M, Hegner E.* Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // Journal of the Geological Society, London. 2008. V. 165. P. 405–421.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ. ПЕРВАЯ НАХОДКА

А.Я. Медведев

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

Изучены впервые обнаруженные в доюрском основании Западной Сибири тефрифонолиты, редко встречающиеся в природе породы.

По современным представлениям, Западно-Сибирская плита является погруженной частью Урало-Монгольской эпигерцинской платформы, сформировавшейся в мезозое на месте Урало-Монгольского рифейско-палеозойского подвижного пояса. Складчатые комплексы раннего кембрия, рифея и палеозоя выходят на дневную поверхность по периферии плиты, образуя щиты, хребты и кряжи. На самой плите они погружены и перекрыты чехлом мезо-кайнозойских отложений. В фундаменте плиты, который является гетерогенным образованием, выделено несколько складчатых систем разного возраста. Кроме того, выделен особый тип структур фундамента, которые образовались в результате рифтогенеза. В центральной части Западно-Сибирской плиты выделены узкие линейные отрицательные структурные зоны. В гравитационных и магнитных полях они характеризуются интенсивными положительными аномалиями. В рельефе фундамента они выражены глубокими палеорифтовыми долинами, выполненными вулканогенно-осадочными породами. Рифтовая система Западной Сибири представлена веерообразной сетью глубоких палеорифтовых долин, между которыми располагаются приподнятые блоки фундамента. Самый крупный Колтогорско-Уренгойский рифт протягивается примерно на 1800 км от г. Омска до побережья Карского моря. В морфологии поверхности фундамента он выглядит четким линейным прогибом. Ширина рифта меняется от 10 км на юге до 100 км на севере. Доюрские комплексы в нем погружены на глубины от 0.5–1.0 км на юге до 8–9 км на севере. На востоке плиты располагается Худосейский рифт, который, к сожалению, мало изучен сейсмическими методами. Худуттейский и Ямальский рифты объединяются в единую структуру, которая по размерам значительно уступает Колтогорско-Уренгойскому. В рельефе фундамента эта структура выделяется нечетко, образуя небольшие впадины и прогибы глубиной 0.5–1.5 км. На юге плиты количество рифтовых структур увеличивается, но все они меньшего размера. Здесь выделяются Аганский, Усть-Тымский и Чузикский грабен-рифты.

Материалом для исследования послужил керн скважины Бахиловская-123, пробуренной в центральной части Западной Сибири в пределах Пермяковско-Хохряковской группы нефтяных месторождений Уренгойско-Колотогорского рифта в борту палеорифтовой долины. Скважиной разрез доюрского комплекса вскрыт в интервале 3372.8–3552.6 м (забой). Он представлен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Комплекс условно разделен на две пачки – верхнюю (до глубины 3454 м) и нижнюю. Нижняя часть разреза от 3552.6 до 3454.0 м представлена субщелочными базальтами. В интервале 3454.0–3379.8 м встречен горизонт магматической брекчии. Выше, с глубины 3378 до 3370 м, обнаруживаются щелочные базальтоиды.

По внешнему виду вулканиты верхней пачки коричнево-серые до темно-серых, массивные породы с большим (до 45 %) количеством порфировых вкрапленников, размером 4–10 мм. В образцах отчетливо выражена трахитоидность. Микроскопическое исследование показало, что вкрапленники представлены ортоклазом, микроклином, альбитом, нефелином, реже кальсилитом. Очень редко наблюдаются отдельные зерна эгирина. На диаграмме TAS точки составов пород попадают в поле тефрифонолитов и на границу между полями тефрифонолитов и трахиандезитов,

Переходя к рассмотрению состава исследованных пород, отметим, прежде всего, их резкое отличие от субщелочных базальтов триаса. Спектр редких земель резко дифференцирован. При сильном обогащении легкими редкими землями (до Eu) наблюдается резкое обеднение тя-

желыми. При умеренном содержании кремнезема в породах отмечается высокая глиноземистость, что свойственно всем щелочным породам. Обращает на себя внимание высокое содержание калия в большинстве образцов. Относительно субщелочных базальтов Западной Сибири породы обогащены легкоподвижными элементами (Rb, Ba, K, Li, Th, U) и резко обеднены элементами группы железа. Также наблюдается повышенное отношение изотопов стронция относительно базальтов.

Существует две точки зрения на возраст вулканитов, которые перемежаются с осадочными породами. Согласно первой, в грабенообразных впадинах залегают вулканогенно-осадочные породы красноселькупской свиты. По данным многих исследователей, данные породы относятся к индскому ярусу нижнего триаса **[1]**. Они подстилаются образованиями, так называемой трапповой формацией пермского возраста **[2, 3]**. Сторонники второй точки зрения полагают, что начало формирования триасовых отложений в Западной Сибири обусловлено деструкцией земной коры и заложением системы линейных рифтов, которые выполнены эффузивно-осадочными породами нижнего-среднего триаса **[4]**.

Первые корректные данные, полученные аргон-аргоновым методом, были выполнены для базальтов скважины Тагринская-114 английскими исследователями **[5]** и показали возраст 250.8±2.6 млн лет. Следующие данные по абсолютному возрасту базальтов были определены нами для образцов из скважин Пермяковская-66 и Хохряковская-58, пробуренных в межрифтовом поднятии **[6, 7]**. Полученные возрасты соответствуют, с учетом ошибок определений, ~250 млн лет. Исследование базальтов из Колтогорско-Уренгойского рифта показало подобные возрасты: 247.5±2.9 млн лет в верхней части разреза, 249±3 млн лет для нижней части скважины Никольская-1. Возраст 251.2±2.0 млн лет определен в базальтах скважины СГ-6 **[8]**. Таким образом, можно заключить, что этап базальтового вулканизма на территории Западно-Сибирской плиты (геосинеклизы) занимал период от верхов перми до раннего триаса. Возраст вулканитов, вскрытых скважиной Бахиловская-123, до настоящего времени неизвестен. Ранее нами было установлено, что субщелочные базальты нижней части разреза по своим петрохимическим и геохимическим характеристикам соответствуют базальтам из скважин Колтогорско-Уренгойского, по которым был определен абсолютный возраст **[7]**. На основании этого предположили, что базальты данной скважины имеют аналогичный возраст. В связи с тем, что щелочные породы, идентифицированные нами как тефрифонолиты, залегают выше субщелочных базальтов, предполагается близкий или более молодой возраст. С учетом вышесказанного можно достаточно смело предположить, что весь вулканизм мезо-кайнозойского комплекса Западно-Сибирской плиты синхронен и приурочен к достаточно короткому интервалу времени (верхняя пермь – нижний триас).

Исследованные породы не имеют аналогов среди пермотриасовых вулканитов Западно-Сибирской плиты. По своим геохимическим характеристикам они близки к фонолитам Восточно-Африканского рифта, тефритам Хилокско-Ингодинской впадины (Западное Забайкалье) и фонолитам банки Горриндж. Данные по изотопии стронция и неодима позволяют предположить, что составы тефрифонолитов сдвинуты в более радиогенную область, по сравнению с базальтоидами N-MORB Тихого, Атлантического и Индийского океанов, одновозрастными траппами Восточной Сибири, а также базальтами Исландии **[9, 10]**. Фактически намечается линия смешения между производными истощенного источника DM и мантийного источника с высоким отношением U/Pb – HIMU. В связи с тем, что генерация щелочных магм происходит на большой глубине с невысокой степенью плавления, возможна ассимиляция корового материала в процессе продвижения магматической колонны к поверхности. Этим можно объяснить повышенное отношение изотопов стронция в тефрифонолитах относительно нижезалегающих субщелочных базальтов из этой же скважины.

На основе всего комплекса геологических наблюдений о залегании разных типов вулканитов, а также геохимических особенностей пород сделан вывод о синхронности субщелочного и щелочного вулканизма, что подтверждается совместным нахождением контрастных по составу вулканитов в разрезе одной скважины. Предполагается переслаивание резко контрастных по составу пород в едином разрезе, как это наблюдается в пределах Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Новые данные по изотопии Sr, Nd показали возможное участие корового материала в образовании щелочных пород. Подтверждена рифтогенная природа внутриплитового вулканизма указанного региона.

Работа завершена при финансовой поддержке НШ-5348.2014.5 и поддержке гранта РФФИ № 13-05-12026_офи.

[1] *Казанский Ю.П. и др.* Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6 (Уренгойский район, Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 6. С. 157–164.

[2] *Бочкарев В.С.* Раннемезозойский этап развития Западно-Сибирской геосинеклизы // Основные проблемы геологии Западной Сибири. Тюмень: Изд-во ОАО «СибНАЦ», 1985. С. 21–34.

[3] *Нестеров Н.И. и др.* Уникальный разрез триаса Западной Сибири // ДАН. 1995. Т. 340, № 5. С. 659–663.

[4] *Сурков В.С. и др.* Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 3–11.

[5] *Fitton J.G., Mitchell C.* The geodynamic signification of Siberian flood basalts province: Final Report on grant № GR3/8669. Edinburg: University Press, 1996. 25 p.

[6] *Reichow M.K. et al.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled // Science. 2002. V. 296. P. 1846–1849.

[7] *Медведев А.Я. и др.* Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}Ar/^{39}Ar$ данным) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 617–620.

[8] *Сараев С.В. и др.* Пермотриасовые вулканиты Колотогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 1. С. 4–20.

[9] *Mertz D.F. et al.* Sr-Nd-Pb isotope evidence against plum-astenosphere mixing nirth of Iceland // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 107, № 2. P. 243–255.

[10] *Дриль С.И. и др.* Sr-Pb изотопная систематика и источники вещества пермотриасовых рифтогенных вулканитов Западной Сибири // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С. 92–94.

ОСОБЕННОСТИ КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР И РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ПАМИРСКОГО СЕКТОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

В.Е. Минаев

Душанбе, Таджикистан, Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ, v_minaev@mail.ru

Памир является одним из «синтаксисов» зоны Индо-Азиатской коллизии: наблюдается максимальное сближение крупных литосферных плит с образованием дополнительных микроконтинентов и террейнов, т.е. тектонический коллаж, где на фоне дугообразного узора главных тектонических линий видны блоковые структуры разных рангов, отчасти нарушающие привычную гармонию. Это наблюдается не только в плане **[1–3]**, но и при реконструкции глубинных коро-мантийных структур геолого-геофизическими методами. Полученные данные интересны в теоретическом и практическом отношении. Настоящее сообщение имеет цель дать информацию об этих работах, которые планировались и выполнялись на территории Таджикистана и Киргизии с активным участием автора начиная с 1997 г. В научном плане работы «фундаментальные», а в практическом они дают понимание природы сейсмогенных зон: «…особенности сейсмичности как результат динамики земной коры и всей литосферы с учетом их структуры … » **[4],** и могут способствовать выявлению рудообразующих систем, дающих уникальные скопления редких типов полезных ископаемых. Сообщение является компиляцией статей с участием автора, обобщением попутных работ и входит в серию презентаций на русском языке, одобренных основными исполнителями и руководителями проектов. Автор выражает им за это искреннюю благодарность.

Южный Памир имеет сходство с Южным Тибетом по временной эволюции развития (включая протерозой-палеозойский фундамент) и составу магматических пород: еще раз доказана его принадлежность к Гондване. В Юго-Восточном Памире проявлены трубки взрыва с возрастом вмещающих пород 10.80–11.16±0.15 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ **[5]**), известные и в Южном Тибете (Ding Lin, устное сообщение, 2011). Маркирующими для сопоставления территорий являются Центральный Памир и блок Qiangtang вдоль раннемезозойской сутуры Jinsha **[6]**.

Имевшиеся ранее данные **[7]** о генерации в трубках взрыва на Восточном Памире кайнозойских щелочных расплавов (фергусит-порфир с K_2O 5.6–8.6 мас. % и K>>Na; псевдолейцитовый, санидин-пироксеновый сиенит; псевдолейцитовый тингуаит; субвулканические карбонатиты) на уровне верхней мантии подтвердились. Составы ксенолитов (флогопитовый вебстерит, эклогиты от гранат-омфацитового до калийсодержащих «сухого» гранат-омфацит-санидин-кварцевого ± кианит и «водного» с биотитом) и присутствие среди них весьма обводненных К-глиммеритов (80 % слюды, 20 % санидина) позволили считать возможным присутствие пород коры в очаге плавления, а наличие в Mg-гранатах твердых включений минералов низких давлений (санидин, амфибол, плагиоклаз, биотит) подтвердило это; высокие T≤1100–1300 °C, P≤3–4 ГПа указывают на глубины очага порядка 100 км **[8]**. Вместо предполагаемой ранее модели андерплейтинга с участием мантийного метасоматоза была предложена модель «субдукционного плавления» с эклогитизацией нижней части погружающейся коровой пластины и отрывом уплотненного слэба.

Эта модель подтвердилась при сейсмотомографии – 5775 землетрясений Каталога ISC **[9]** – и двухлетним циклом локальных замеров на Памирском полигоне в ходе выполнения проекта TIPAGE-2008 **[10]**. Она целиком согласовывается с представлениями о структуре литосферы в Тяньшань-Памир-Тибетском регионе **[11]**, но применение метода RF (Receiver Function) позволило уточнить структуры субдуцирующих пластин.

В первом приближении дана схема соотношения глубинной сейсмогенной зоны и крупных скоплений полезных ископаемых в наиболее изученном сейчас Гиндукуш-Памирском регионе (литиеносные и редкометалльные пегматитовые поля и т.д.), показавшая хорошую сходимость и контроль интенсивности распределения **[12]**.

Предложенные здесь положения иногда дискуссионны. Но методы исследования глубинного строения Памира могут быть полезны для областей мезокайнозойской активизации Сибири, где пояс сейсмической активности тянется из Казахстана на Байкал, в Забайкалье, Туву и прилегающие территории Монголии, Китая **[4]**.

[1] *Карта метаморфизма Азии* 1:5000000 / Ред. В.С. Соболев, Г.Г. Лепезин. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР и Подкомисия по картированию метаморфических поясов мира, 1978.

[2] *Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий* / Ред. Н.Г. Власов, Ю.А. Дьяков, Э.С. Чернер. Л.: ВСЕГЕИ, ПО «ТАДЖИКГЕОЛОГИЯ», 1984.

[3] *Минаев В.Е.* Сланцевые пояса Памиро-Тяньшаньского горного узла в Таджикском секторе Альпийско-Гималайского пояса // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Екатеринбург, 2003. С. 43–47.

[4] *Уломов В.И.* Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вестник ОГГГГ РАН. 1999. № 1 (7). С. 1–24.

[5] *Ducea M.N., Lutkov V.S., Minaev V.E. et al.* Building the Pamirs: The view from the underside // Geology. 2003. V. 3, № 10. P. 849–852.

[6] *Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W. et al.* Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet // Tectonics. 2004. V. 23. TC4002. doi:10.1029/2003TC001583.

[7] *Дмитриев Э.А.* Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976. 169 с.

[8] *Hacker B., Luffi P., Lutkov V. et al.* Near-Ultrahigh pressure processing of continental crust: Miocene crustal xenoliths from the Pamir // Journal of Petrology. 2005. V. 46, № 8. P. 1661–1687.

[9] *Koulakov I., Sobolev S.V.* A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir–Hindukush region // Geophysical Journal International. 2006. V. 164. P. 425–440.

[10] Schurr B., Mechie J., Ritter O., Yuan X. TIPAGE: Tien Shan – Pamir Geodynamic Program (Geophysics, GFZ Potsdam) // Материалы конференции к 60-летию Хаитского землетрясения. Душанбе, 2009. Электронная презентация.

[11] *Kumar P., Yuan X., Kind R., Ni J.* Imaging the colliding Indian and Asian lithospheric plates beneath Tibet // Journal of Geophysical Research. 2006. V. 111, № B6. B06308. doi:10.1029/2005JB003930.

[12] *Minaev V.E.* Some features and a role of Tienshan-Pamir Mountain Knot in general regional structure // DARIUS CA Workshop. Bonn: University of Bonn, 2013. E-presentation.

ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЙ ПРОЕКТ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

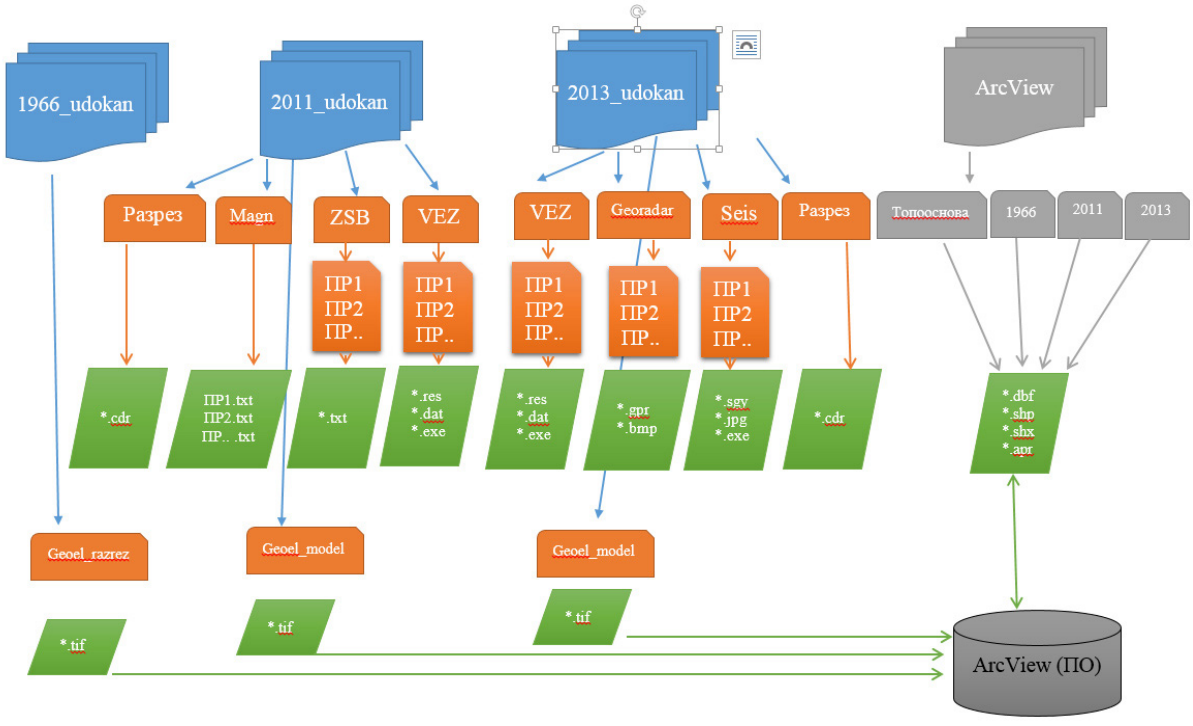
А.В. Мироманов, А.О. Агеев, К.А. Вишняков

Иркутск, Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет,
mav20072008@yandex.ru, zvezda_a08@mail.ru

Данные, полученные в результате исследований, представлены различными видами и типами информации, для дальнейшего анализа которой необходима ее структуризация. Это дает возможность пользователю выполнять быстрый поиск, просмотр и использование информации, начиная от архивных данных, полученных в результате проведения работ предшественниками, и заканчивая современными данными. Также необходима простота обновления информации, уменьшение избыточности файлов и многие другие факторы, влияющие на работу базы данных. Приведенное описание базы данных полностью соответствует поставленным задачам. База данных позволит частично решить самую важную задачу – сбора, обработки и хранения геолого-геофизической информации при поисках рудных месторождений **[1]**.

Структурой реализации данных выбрана файлово-реляционная база данных. Способ хранения информации в файловой базе данных выбран по нескольким причинам: во-первых, данные, полученные при инженерно-геофизических изысканиях и первичной обработке, имеют большой объем, и доступ к ним через механизмы реляционных БД будет довольно медленным; во-вторых, для удобства хранения разнородной информации, полученной в результате геофизического обследования территории: карт, разрезов, сейсмограмм, кривых электрического зондирования, георадарограмм, колонок по скважинам и многого другого.

Для всех типов файлов создаются специальные директории, представленные в виде отдельных папок, которые объединены в общий каталог с уникальным именем. Имена файлов



Структура геоинформационного проекта Удоканского месторождения.

соответствуют сокращенному названию метода работ, номеру профиля. Такой способ разделения данных способствует быстрому доступу к ним, рациональному использованию ресурсов базы данных и хорошему визуальному восприятию.

На рисунке представлена структура геоинформационного проекта Удоканского месторождения, которая реализована в программе ArcView.

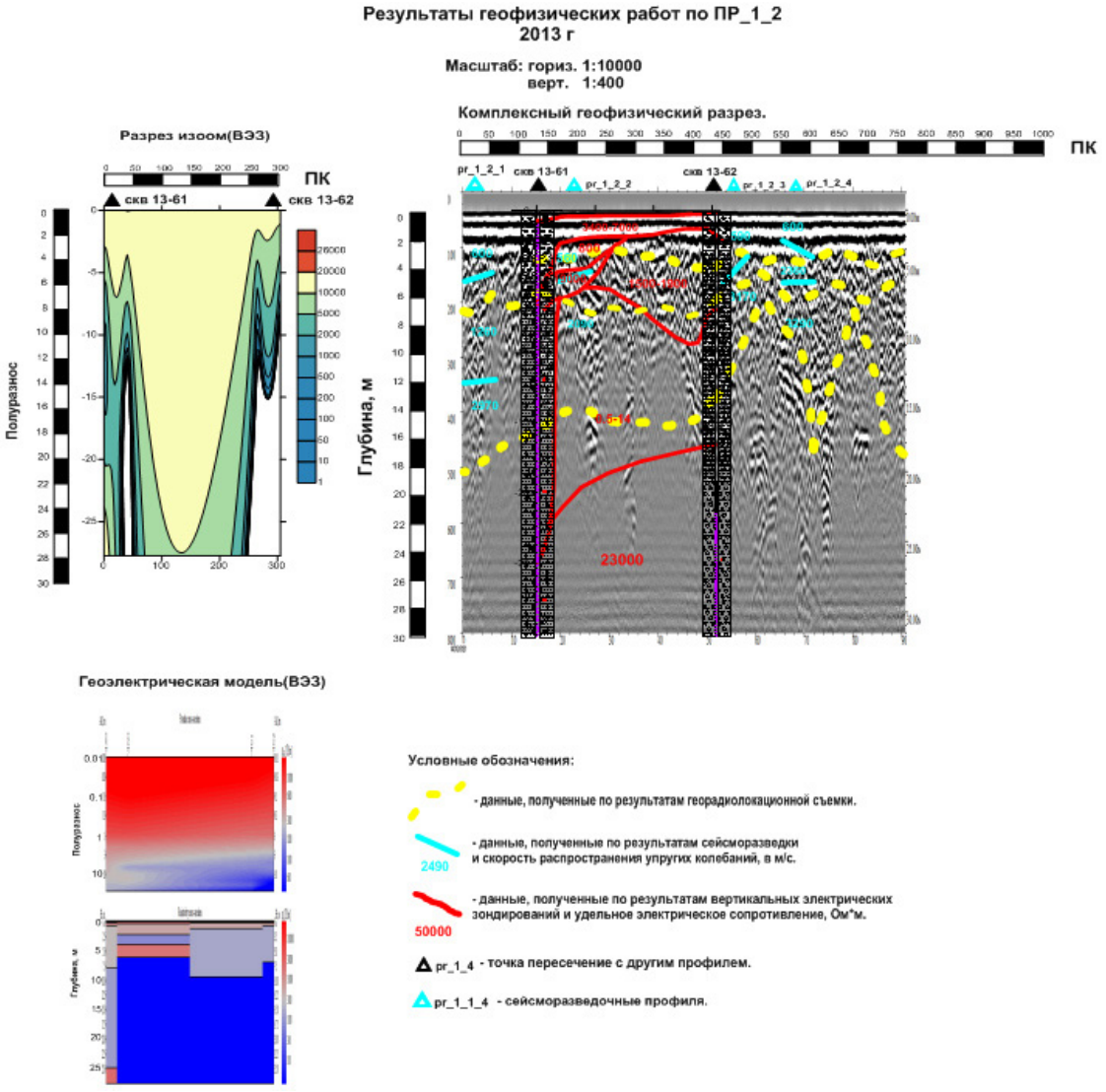
[1] *Мироманов А.В., Коровин А.Ф., Вишняков К.А., Агеев А.О.* О выполнении инженерно-геофизических изысканий с целью уточнения сейсмичности площадок под хвостохранилище, горно-обогатительный комбинат и металлургический комплекс для освоения Удоканского месторождения меди в Забайкальском крае. Иркутск: НИ ИрГТУ, 2013.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗАБАЙКАЛЬСКОМ КРАЕ

А.В. Мироманов, К.А. Вишняков, А.О. Агеев

Иркутск, Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, mav20072008@yandex.ru, zvezda_vi08@mail.ru, zvezda_a08@mail.ru.

Проведены комплексные инженерно-геофизические работы с целью уточнения сейсмичности площадок под хвостохранилище и технологический комплекс для освоения месторождения Удоканское в Забайкальском крае. Изучено профильное и площадное распределение геоэлектрических и упругих параметров грунтовых комплексов верхней части разреза, построены геоэлектрические и сейсмогеологические разрезы, а также карты распределения упругих характеристик по основным объектам месторождения: дамбы хвостохранилища, производственный комплекс 28 КМ и технологический комплекс проектируемой фабрики. Выделены возможные зоны распространения приращения балльности на перечисленных участках **[1]**.



Итоговый геолого-геофизический разрез по комплексу геофизических методов.

Удоканское медное месторождение – крупнейшее в стране и третье в мире по запасам меди, расположено в восточной части БАМа. Месторождение находится в зоне распространения вечной мерзлоты в сейсмоопасном районе **[2]**. Получены результаты комплексных геофизических работ и мониторинговых сейсморазведочных работ корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) на участке Удоканского месторождения меди. Полученные результаты в высокой степени доказывают эффективность применяемого метода для анализа и предсказания приближающихся неблагоприятных геодинамических событий. В региональном тектоническом плане площадь приурочена к северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны. Предшественниками, в том числе сотрудниками НИ ИрГТУ и его подразделения научно-исследовательского и проектного института инженерных изысканий, геологии и геоэкологии, был детально исследован район размещения площадок проектируемого горно-обогатительного комбината Удоканского месторождения. При этом проведен глубокий анализ геодинамических, геоморфологических, геологических, гидрогеологических и других характеристик изучаемой территории и выполнено достоверное и обоснованное сейсмическое районирование с выдачей карт с распределением балльности предполагаемых землетрясений.

На рисунке приведен итоговый геолого-геофизический разрез по комплексу геофизических методов и рассчитанным скоростям по методу КМПВ.

[1] *Мироманов А.В., Коровин А.Ф., Вишняков К.А., Агеев А.О.* О выполнении инженерно-геофизических изысканий с целью уточнения сейсмичности площадок под хвостохранилище, горно-обогатительный комбинат и металлургический комплекс для освоения Удоканского месторождения меди в Забайкальском крае. Иркутск: НИ ИрГТУ, 2013.

[2] *Рудные месторождения СССР* / Под ред. акад. В.И. Смирнова. В 3 т. М.: Недра, 1978.

ЭПИКРАТОННОЕ ПРИМЫКАНИЕ ЦАПП И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ЭНДОГЕННУЮ МЕТАЛЛОГЕНИЮ ВЕРХОЯНЬЯ

*В.М. Мишнин**, *В.С. Гриненко***

*Якутск, «ЦПСЭ» ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология», geopoisk@sakha.ru
**Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, geo@yakutia.ru

Центрально-Азиатский подвижный пояс (ЦАПП) – единственный из планетарных складчатых поясов (всего пять), который характеризуется отчетливой межплатформенной природой и стационарностью тектонической позиции **[5]**. На расстоянии более 10 тыс. км он ориентирован строго по географической широте и отделяет северную группу платформ (Эрия, Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, Сибирская, Восточно-Сибирская, Северо-Американская) палеоматерика Лавразия от платформ южной группы (Северо-Африканская, Аравийская, Таримская, Северо-Китайская, Синийская, Северо-Корейская и др.) палеоматерика Гондвана. Боковые ответвления ЦАПП в сторону Лавразии (Приатлантическое, Приуральское, Приенисейское, Байкало-Таймырское, Билякчано-Омолойское, Приколымское и др.) и их зеркальные аналоги в сторону Гондваны имеют строго субмеридиональное направление. Таким образом, рассматриваемый пояс и его боковые дислокационные примыкания полностью вписаны в ортогональную решетку (систему) географических координат и, следовательно, подчинены через фактор орбитальной ротации фигуре вращения планеты Земля. Обозначенная причинно-следственная «цепочка» взаимосвязанных событий свидетельствует о существенной стационарности тектонической позиции ЦАПП и о глубокой древности заложения его структурного каркаса в виде первичной регматической сети разломов. Профессор С.Н. Бубнов в своих публичных лекциях развивал идею Л.Л. Клооса о регмагенезе – процессе тангенциального скалывания **[2]**, препарирующего изначальные «тектонические рельсы» Земли, по которым двигалась и развивалась вся последующая геологическая история и минерагения. Именно такой реликт субконтинентального масштаба регматической сети сохранился до настоящего времени в пределах рассматриваемого отрезка ЦАПП и его эпикратонного примыкания.

В свете изложенного, из перечисленных дизъюнктивных ответвлений в сторону Лавразии принципиальный интерес для расшифровки глубинной тектоники северо-востока Азии имеет Билякчано-Омолойский трог. Он занимает не только отчетливую межплатформенную, но и межкратонную прецизионно-выверенную, по высокоточной гравиметрической карте, позицию. По кровле консолидированной коры трог, в виде деформированного «Верхоянского Колена», отделяет фундамент Сибирской платформы (экспонированной в дневном рельефе) от фундамента Восточно-Сибирской платформы (погребена под мезозоидами Верхояно-Колымской складчатой области). Таким образом, первичная регматическая сеть эпикратонного примыкания ЦАПП сквозным образом нормирует размещение архейских кратонов на соседствующих платформах. В продольном направлении (по вектору вращения поверхности геоида) кратоны сгруппированы в четыре широтных ряда, а в поперечном направлении они образуют по два ряда субмеридионального простирания на каждой из платформ **[6]**. В строении субстрата кратонов участвуют четыре структурно-вещественных комплекса (СВК). Наиболее древний из них – «меланократовый фундамент», так называемый Курультино-Гонамский СВК, который представлен существенно гиперстеновыми сланцами эклогитовой фации метаморфизма. Выше по разрезу находится «гранулито-гнейсовый цоколь» – Анабаро-Алданский СВК с типичными для него эндербито-гнейсовой и мрамор-сланцевой ассоциациями. На периферии каждого из учтенных (всего 16) архейских кратонов эти два СВК замещаются тоналит-серогнейсовой покрышкой олекмо-батомгского и станового типа, содержащей клинья гранит-зеленокаменных поясов субганского, борсалинского, тас-меэлинского и других типов. Четвертый СВК – это обширный по площади протоплатформенный чехол из трансгрессивных ритмоциклитов удоканского и улканского типа (метаконгломераты, метапесчаники, метаалевролиты) с участием кислых вулканоплутонических и субщелочных комплексов южно-учурского типа. Необходимо

обратить внимание, что разнообразные по форме реликты всех четырех охарактеризованных СВК выведены во внутреннем пространстве ЦАПП на так называемых срединных композитных массивах (Забайкальский, Баргузинский, Витимский и др.). Последнее обстоятельство указывает, что подвижный пояс и его эпикратонные примыкания заложились на едином для них сиалическом основании (нормативный сиаль Евразии) без какого-либо участия в возникшей трехчленной структуре гипотетического океанического дна. Более того, к концу карельской эпохи обозначенная триада обладала континентально-зрелой мощной термически охлажденной и реологически хрупкой литосферой, благоприятной для формирования ксеногенного алмаза в горизонте его стабильной генерации (алмазная фация глубинности по В.А. Милашеву). В частности, ниже будут приведены данные о тесной пространственной связи находок кристаллов алмаза в русловом аллювии с экспонированными в эрозионном рельефе выходами терригенных пород юдомской свиты венда. Высокая документальная достоверность зарегистрированных находок закладывает перспективные представления о возможном существовании докембрийской алмазоносной палеопровинции в контуре Батомгского (Восточно-Алданского, по **[6]**) и Охотского кратонов на новом уровне достигнутого геологического знания.

Осадочный слой, залегающий на консолидированном основании, существенно неоднороден по внутренней стратифицированной структуре и вещественному наполнению. На Сибирской платформе он представлен байкальским, каледонским, ранне- и позднегерцинскими, мезокайнозойским тектоническими мегакомплексами (разнообразные карбонатные с подчиненным участием терригенных и эвапоритовых толщ). Осадочный слой Восточно-Сибирской платформы «глобальным девонским орогенезом» преобразован в одноярусный, существенно терригенный флишоидный «верхоянский комплекс» (C_1v–MZ). Подстилающие толщи байкальского, каледонского и раннегерцинского мегакомплексов были почти полностью уничтожены деструктивными процессами орогенеза, что привело к залеганию терригенно-флишоидных образований Верхоянья непосредственно на кровле дорифейского кристаллического фундамента **[3, 4, 7]**. Билякчано-Омолойский трог, разделяющий древние платформы, в осадочном слое маркирован Сартангским и Южно-Верхоянским синклинориями (P, T, J), а на своем торцовом замыкании – внутренним заполнением Белякчанского (PR_2: красноцветные молассоидные псаммиты и псеффиты с покровами кислых лав и их туфов) и Омолойского (KZ: пески, глинистые сланцы, угли, лигниты) грабенов. Карельский протоплатформенный чехол в пространстве архейских кратонов соседствующих платформ имеет спокойное субгоризонтальное залегание. В контуре межкратонных зон и межплатформенного трога он дислоцирован в протяженные линейные складки, крутые надвиги и линзы тектонических брекчий с участием серпентинитового меланжа.

Для кратонов соседствующих платформ характерна телескопированная по вертикали «кристаллический фундамент – осадочный чехол» эндогенная металлогения сидерофильного профиля (алмазы в кимберлитовых трубках; Cr, Ni, Co в расслоенных базит-гипербазитовых абиссолитах; Au в зеленокаменных трогах и кольцевых массивах щелочных пород; редкометалльные карбонатиты в зональных кольцевых интрузиях; U в полостях древних активизированных разломов). В пространстве межплатформенного трога отмечено масштабное, также телескопированное по вертикали из фундамента в перекрывающий чехол оруденение лито- и халькофильного профиля (медистые песчаники с Sn и Mo, Th и U; Au, W, Sb, Sn в ассоциации с кислыми вулканитами и мезозойскими гранитоидами). Для межкратонного трога, наряду с традиционными полезными ископаемыми халько-литофильного профиля, имеются указания о присутствии проявлений эндогенной минерализации и сидерофильного профиля, предположительно телескопированных из карбонатного докембрия в терригенный «верхоянский комплекс», а затем – в русловой аллювий на примере двух находок кристаллов алмаза. Первая, опубликованная, находка кристалла алмаза (5.6×6.9×8.5 мм, объем 0.17 $см^3$, масса 0.590 г, или 2.95 карата) связана с извлечением окатанного алмаза из золотоносных песков старательской россыпи Курунг (бассейн р. Аллах-Юнь) **[1]**. Для нас, в объеме опубликованного материала, индикаторными признаками извлеченного кристалла служат: а) отсутствие первичных эндогенных граней на поверхности кристалла; б) наличие реликтов протомагматической мелкобугорчатой поверхности; в) наличие глубоких и узких каналов травления, ромбической микротрещиноватости и пленки гидроокислов железа на экзогенной оболочке алмаза; г) высокая степень окатанности и значительный механический износ вторичной поверхности кристалла,

характерные для прибрежно-морских россыпей; д) присутствие пятен наведенной пигментации – вероятных следов докембрийской природы алмаза в обстановке повышенного уровня эндогенной радиации. Перечисленные признаки, несомненно, указывают на магматическую природу алмаза (следы мелкобугорчатой внутрикамерной коррозии). Предполагаемое магматическое тело было внедрено непосредственно в кристаллический фундамент (следы наведенной радиации на поверхности кристалла). Затем высвобожденный эрозией кристалл алмаза поступил в промежуточный прибрежно-морской коллектор в обстановке влажного гумидного климата. Отсюда он был транспортирован в более молодой палеоколлектор в обстановке засушливого аридного климата (наведенные ромбическая микротрещиноватость и пленка гидроокислов железа). Только после этих событий алмаз поступил в современную дренажную сеть совместно с золотом из площадной коры выветривания. Вторая находка кристалла алмаза является более ранней по отношению к первой, но и она, к сожалению, так и не опубликована в открытой печати. Алмаз извлечен из руслового аллювия верховьев р. Чабда (левый приток р. Мая, Сибирская платформа) при проведении мелкообъемного опробования исполнителями Юдомской партии (1990–1992 гг.) ГФЭ № 6 ПГО «Якутскгеология». По заключению поисковика О.И. Чернецова (устное сообщение), этот кристалл обладает рядом перечисленных выше индикаторных признаков и также телескопированным путем поступил на речную косу из базального горизонта юдомской свиты венда. Она трансгрессивно и с угловым несогласием залегает на кристаллических породах Алданского щита. Таким образом, сквозными поисковыми признаками для обоих кристаллов являются: наличие следов древности, наличие реликтов протомагматической коррозии, присутствие каналов травления на вторичной поверхности и тесная пространственная связь с докембрийским протоколлектором. Можно предположить, что рудиментарная докембрийская минерагеническая эпоха (алгомская кратонизация 1900±200 млн лет) в контуре Охотско-Ботомгской провинции алмаза и ее платформенного обрамления создала благоприятный региональный фон для последующего проявления главной минерагении алмаза юго-востока Сибирской платформы и примыкающего Верхоянья в среднем палеозое (герцинская кратонизация 300±50 млн лет). Эффективными каналами поступления массового энергостока и рудоносного флюида служили глубинные наклонные разделы ЦАПП и его бокового оперения, проникающие в кратонизированный фундамент палеоматерика Лавразия.

[1] *Алпатов В.В., Амузинский В.А., Заякина Н.В., Аргунов К.П., Афанасьев В.П., Борисенко А.С., Иванов Г.Н.* Алмаз из золотоносной россыпи Аллах-Юньского района Восточной Якутии // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 39–41.

[2] *Бубнов С.Н.* Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 236 с.

[3] *Гриненко В.С., Стогний Г.А.* О глубинном строении Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье) // Надвиги и шарьяжи платформенных и складчатых областей Сибири и Дальнего Востока и их металлогеническое значение: Тезисы докладов совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1992. С. 99–101.

[4] *Гриненко В.С., Мишнин В.М.* Эчийский рудный район Западного Верхоянья (телескопированный характер, промышленные масштабы и суперпозиция оруденения // Рудогенез и металлогения востока Азии: Материалы совещания. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2006. С. 51–54.

[5] *Мишнин В.М., Гриненко В.С.* Эпикратонный периметр Верхояно-Колымской складчатой области и его зеркальный георазделл – главные факторы структуро- и рудообразования в земной коре региона // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Материалы XLVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2014. Т. II. С. 3–7.

[6] *Мишнин В.М., Гриненко В.С.* Стационарность и паритет надпорядковых структур востока Сибирской платформы и примыкающего складчатого обрамления // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы всероссийской научно-практической конференции 1–3 апреля 2014 г. / Отв. ред. Л.И. Полуфунтикова. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. С. 287–292.

[7] *Grinenko V.S., Stogny G.A.* Tectonic layering of the Central Verkhoyansk Foldbelt (East Siberia) // 30-th International Geological Congress (Beijing, China, 4–14 August 1996). Abstracts Volume 2. Beijing, China, 1996. P. 339.

U-PB (SHRIMP-II) ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ В ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ БАЗАЛЬТАХ ПРЕДДУГОВОЙ ЗОНЫ ТАННУОЛЬСКО-ХАМСАРИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ТУВА)

А.А. Монгуш, Н.И. Гусев***

*Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru
**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay_gusev@vsegei.ru

Преддуговая зона Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы включает Хемчикско-Сыстыгхемский преддуговой прогиб, в т.ч. $Є_2$-S осадочный чехол и выступы V-$Є_1$ фундамента, представленного офиолитовыми аллохтонами и меланжево-олистостромовой ассоциацией (рис. 1). Изученные базальты слагают пластиноподобный олистоплак в олистостромовой толще с серпентинитовым меланжем в основании, надвинутой на офиолиты Шатского массива (рис. 3 в **[1]**). Из этих базальтов для исследований U-Pb методом была отобрана проба ХШ-17-12 весом около 10 кг.

Образец ХШ-17-12 характеризуется зеленокаменным изменением, порфировыми выделениями плагиоклаза, миндалекаменной текстурой. По составу (в мас. %) это высокотитанистая (2.0), высокоглиноземистая (19.7), низкомагнезиальная (2.2; Mg# 32), высококалиевая (1.8, при Na_2O=4.0) порода. По уровню накопления и характеру распределения редких элементов порода занимает промежуточное положение между OIB и E-MORB: La_n/Yb_n=6.6; Th_n/Yb_n=8.6. На дискриминационных диаграммах Nb/Th–Zr/Nb (Condie, 2005) точка состава образца занимает

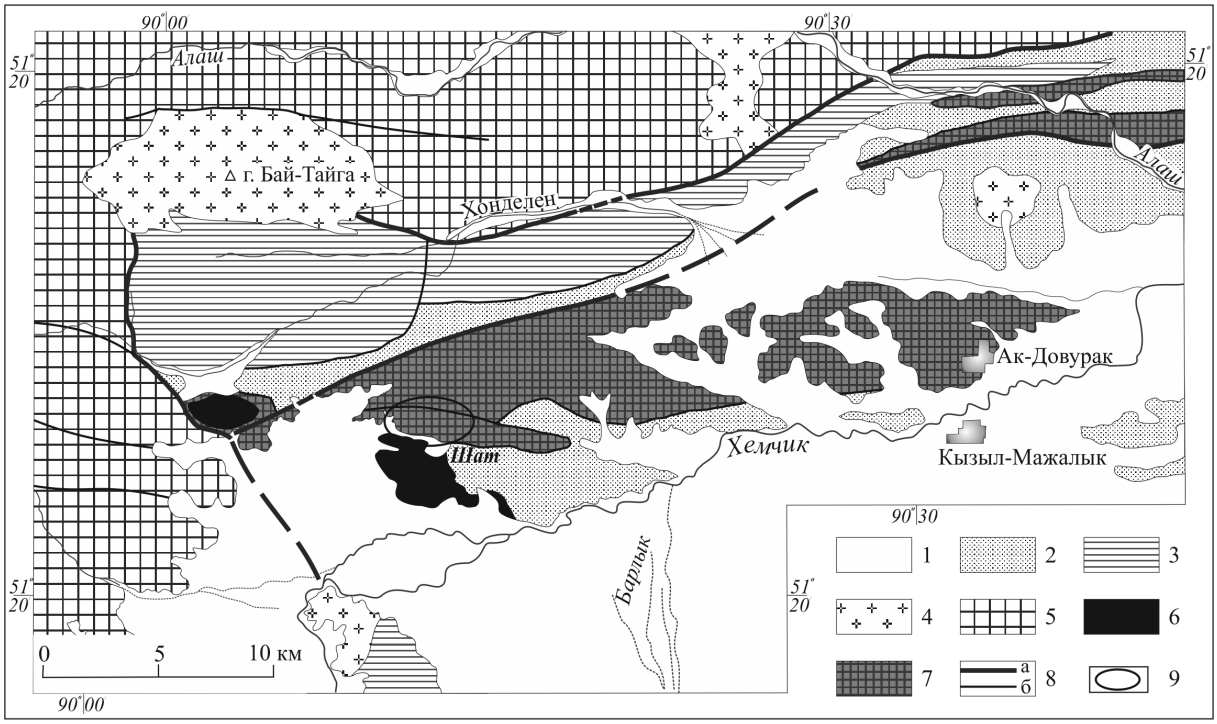


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема правобережья р. Хемчик, Западная Тува. *1* – четвертичные отложения; *2* – O-S отложения осадочного чехла Хемчикско-Сыстыгхемского преддугового прогиба; *3* – D образования Тувинского рифтогенного прогиба; *4* – постаккреционные гранитоиды; *5* – субдукционно метаморфизованные образования аккреционной призмы: метатурбидиты, метабазальты, кварциты; *6* – V_2 офиолиты; *7* – V_2-$Є_1$ меланжево-олистостромовая ассоциация: базальты, кремни, серпентиниты, габбро, конгломераты; *8* – разломы: *а* – главные, *б* – прочие; *9* – участок работ (Шат).

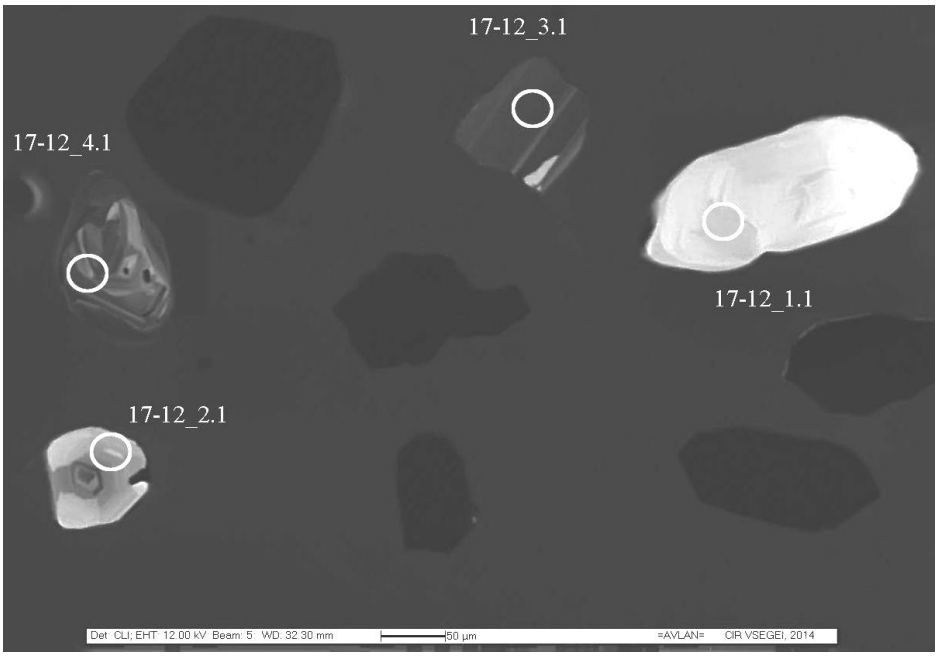


Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения цирконов из базальта ХШ-17-12. Белые кружки на цирконах – точки измерения возраста на масс-спектрометре SHRIMP II, рядом показаны их номера.

промежуточное положение между полями базальтов океанических островов и океанических плато, на диаграмме Nb·2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) – попадает в поле внутриплитных щелочных базальтов. Для этого образца в КНЦ РАН получены следующие изотопные данные: $^{147}Sm/^{144}Nd$= =0.1378, $^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma_{изм}$=0.512630±11, $\varepsilon_{Nd}(T)$=4.2, T_{Nd} (DM)=1047 млн л.

Монофракция циркона после ручного дробления выделялась под бинокуляром после магнитной и гравитационной сепарации. Цирконы монтировались в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконового стандарта TEMORA. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения циркона (рис. 2). Локальный U-Pb анализ циркона проведен по методике **[2]** на вторичноионном масс-спектрометре SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. U-Pb отношения нормализовались на значение $^{206}Pb/^{238}U$=0.0668 стандартного циркона Temora **[3]**.

Результаты U-Pb (SRIMP-II) геохронологических исследований цирконов из пробы базальта ХШ-17-12 (участок Шат, Западная Тува)

Номера точек	$^{206}Pb_c$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$, г/т	(1) Возраст $^{206}Pb/^{238}U$ млн. лет		% дискордии	(1) $^{238}U/^{206}Pb$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	Rho
1.1	2.80	12	2	0.17	0.869	492	±15	–66	12.61	3.2	0.049	29	0.54	30	0.0793	3.2	0.110
2.1	0.62	85	109	1.31	9.37	770.3	±9.1	–9	7.876	1.3	0.0628	5.1	1.1	5.2	0.1269	1.3	0.240
3.1	0.00	311	190	0.63	21.4	497.4	±4.5	2	12.47	0.94	0.0574	1.8	0.635	2	0.08022	0.94	0.472
4.1	0.25	220	150	0.70	26.6	844.8	±7.8	–3	7.14	0.99	0.0663	2.8	1.28	3	0.14	0.99	0.332

П р и м е ч а н и е. Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb* – обыкновенная и радиогенная составляющие, соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0.49 %. (1) – поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb. Rho – корреляция ошибок отношений $^{207}Pb^*/^{235}U$ – $^{206}Pb^*/^{238}U$. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ С.Л. Пресняковым.

Циркон представлен прозрачными призматическими зернами и их обломками розовато-серого и серого цвета. Размер зерен 70–200 мкм, коэффициент удлинения 1.5–3.0. В катодолюминесцентных изображениях все зерна разные, проявлена неправильная зональность, иногда встречаются зерна двухфазного строения с незональными ядерными частями, реже наблюдается грубая секториальная зональность.

Из четырех изученных зерен два (2.1 и 4.1) с возрастом 770 и 844 млн лет, вероятно, являются захваченными (ксеногенными), причем зерно 2.1 окатанное (или оплавленное), имеет секторальную зональность и, судя по низким содержаниям Th – 109 мкг/г, U 85 мкг/г и высокому отношению Th/U 1.31, возможно, происходит из пород основного состава. Два других зерна с возрастом 492 и 497 млн лет, скорее всего, отражают возраст метаморфизма; в частности, зерно с возрастом 492±15 (точка 1.1), белое в катодолюминесцентном снимке, имеет низкие содержания Th – 2 мкг/г и U – 12 мкг/г, что свойственно метаморфогенному циркону. Полученный результат указывает на то, что, скорее всего, эти базальты не содержат циркон, связанный с их кристаллизацией, а только включают более древние захваченные зерна и наложенные метаморфические зерна.

Таким образом, наши исследования подтвердили эмпирический факт – геохронологическая датировка возраста базальтов древних складчатых систем представляет собой, по меньшей мере, очень сложную задачу. Определение возраста этих пород U-Pb методом даже по единичным зернам циркона является проблематичным, прежде всего по объективным причинам. С одной стороны, низкое содержание SiO_2 в расплаве способствует формированию бадделеита, а не циркона, с другой – в быстро остывающих эффузивных породах (типа пиллоу-лав) магматический циркон не успевает кристаллизоваться даже в минимально необходимом количестве.

Возраст наиболее древних, захваченных цирконов в изученной пробе базальта – 844.8±7.8 и 770.3±9.1 – может указывать на возраст пород, слагающих кору Палеоазиатского океана, а возраст двух других цирконов – 492±15 и 497.4±4.5 – связан с метаморфическими изменениями меланжево-олистостромовой толщи, вмещающей исследованные базальты.

[1] *Щербаков С.А.* Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. 1991. № 4. С. 88–101.

[2] *Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Reviews in Economic Geology. 1998. № 7. P. 1–35.

[3] *Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* Temora 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200, № 1–2. P. 155–170.

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАГУЛЬСКОЙ СВИТЫ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ (ПРИСАЯНЬЕ)

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

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

Осадочные и осадочно-вулканогенные породы, традиционно относимые к позднему протерозою, широко распространены вдоль южной окраины Сибирского кратона. В Присаянской зоне эти отложения объединяются в карагасскую и оселковую серии. В составе карагасской серии выделяют три свиты (снизу вверх): шангулежская, тагульская и ипситская **[1]**. Возраст отложений этой серии всегда принимался как неопротерозойский на основании находок средне- и верхнерифейских строматолитов и микрофитолитов **[2]**, а также с учетом присутствия в разрезе шангулежской свиты силлов габбро-долеритов нерсинского комплекса с возрастом 741 ± 2 млн лет **[3]**.

Шангулежская свита с горизонтом конгломератов в основании сложена преимущественно полевошпат-кварцевыми песчаниками с линзами гравелитов, конгломератов и алевролитов. Выше по разрезу этой свиты залегают доломиты, доломиты в переслаивании с алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами и туфопесчаниками. Возраст свиты в настоящее время допускается как позднепалеопротерозойский на основании оценки возраста (1641±8 млн лет) (U-Pb методом по бадделеиту) габбро-диабазов из дайки, прорывающей отложения свиты **[4]**.

Тагульская свита представлена красноцветными терригенно-карбонатными отложениями, которые в целом согласно (с небольшим размывом) залегают на породах шангулежской свиты. Нижняя часть разреза с мелкогалечными конгломератами и гравелитами в основании сложена песчаниками, алевролитами с прослоями доломитов. Выше залегает толща ритмично переслаивающихся алевролитов, алевритистых аргиллитов с прослоями доломитов **[1]**. Надежные оценки возраста для отложений тагульской свиты отсутствуют.

Ипситская свита со стратиграфическим несогласием залегает на отложениях тагульской свиты. В составе ипситской свиты выделяется две подсвиты: нижняя, сложенная тонкозернистыми аркозовыми кварцитами, и верхняя, сложенная доломитами, микрофитолитовыми доломитами, часто окремненными, и алевролитами. Возраст ипситской свиты, согласно исследованиям Ю.К. Советова и др. **[5],** принимается как поздненеопротерозойский (криогений).

Целью данной работы является литогеохимическая, петрографическая и геохронологическая характеристика терригенных отложений тагульской свиты и ее сопоставление с аналогичными характеристиками отложений шангулежской свиты.

Терригенные отложения тагульской свиты исследовались в пяти разрезах в бассейне среднего течения р. Бирюса. В результате петрографических исследований отобранные образцы были разделены на три группы: песчаники олигомиктовые, песчаники аркозовые и алевритовые, песчаники карбонатные. В составе олигомиктовых песчаников преобладают кварц (80–90 %) и полевой шпат (10 %), второстепенный минерал – мусковит, акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом, среди обломков пород встречаются гранитоиды и кварциты. Аркозовые и алевритовые песчаники сложены кварцем (45–57 %) и полевым шпатом (20–30 %), второстепенные минералы – хлоритизированный биотит и мусковит, акцессорные минералы – сфен, апатит, турмалин, циркон. В большинстве образцов этих двух групп обнаружен новообразованный микроклин, развивающийся по поверхности обломочных зерен микроклина, а также в виде прожилков в микротрещинах по цементу породы. Такая особенность позволяет предположить наличие калишпатового метасоматоза в этих породах **[6]**. В составе карбонатных песчаников преобладают кальцит (75 %) и кварц (10 %), второстепенные минералы – мусковит, плагиоклаз, сидерит, акцессорный минерал – циркон.

Для олигомиктовых, аркозовых и алевритовых песчаников тагульской свиты характерны высокие содержания SiO_2 (75–97 %). На классификационной диаграмме А.Н. Неелова **[7]** точки

составов исследуемых пород расположились в полях кварцевых и олигомиктовых песчаников, а на диаграмме нормативного минерального состава, рассчитанной с помощью программы MINLITH **[8]**, – в полях аркозов и кварцевых песчаников. Индекс химического выветривания CIA **[9]** равен 46–60, что означает слабую степень выветривания пород в области источника сноса. Значения отношения SiO_2/Al_2O_3 для аркозовых и алевритовых песчаников составляют 7–11, для олигомиктовых 28–84, что указывает на различную степень сортировки материала в процессе осаждения и транспортировки. На основании значений отношений La/Sc, Th/Co, Zr/Sc, Zr/Th, Th/Sc, Ti/Zr можно сделать вывод о том, что терригенные породы тагульской свиты формировались преимущественно за счет разрушения пород кислого состава **[10, 11]**.

Для изучения возраста детритовых цирконов из нижней части разреза тагульской свиты был отобран олигомиктовый песчаник (обр. 1286), в составе которого преобладают кварц (75 %) и полевые шпаты (10 %), обломки пород представлены гранитоидами и кварцитами. Из акцессорных минералов отмечаются единичные зерна циркона и турмалина. Возраст цирконов определялся методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в корпорации «Apatite to Zircon, Inc.» (США). Конкордантные значения были получены для 102 зерен. Возраст самого молодого циркона составил 1675 млн лет, самого древнего – 3399 млн лет. Основной пик оценок возраста приходится на 1885 млн лет. Оценки возраста для остальных цирконов характеризуются следующими пиками (млн лет): 1750, 2001, 2295, 2400, 2496, 2693, 2794, 2913. Основной пик возраста, полученного для детритовых цирконов тагульской свиты, совпадает с оценками возраста, полученными для гранитоидов саянского комплекса, распространенного в пределах Присаянского краевого выступа фундамента Сибирского кратона **[12]**.

В результате проведенных исследований выявлено, что терригенные отложения тагульской свиты идентичны по своему составу верхней пачке шангулежской свиты **[13]**. Вещественный состав терригенных отложений шангулежской и тагульской свит аналогичен. Породы обеих свит представлены олигомиктовыми, алевритовыми и аркозовыми песчаниками с прослоями доломитов. Песчаники характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 и K_2O. Кроме того, для отложений шангулежской и тагульской свит характерно наличие калишпатового метасоматоза. Проведенная реконструкция источников сноса свидетельствует в пользу того, что основной областью питающей провинции для пород исследованных свит являлись кислые магматические породы. Гистограммы и кривые относительной вероятности возраста детритовых цирконов шангулежской и тагульской свит аналогичны.

Таким образом, совокупность результатов, полученных при проведении петрографических, литогеохимических и геохронологических исследований, позволяет сделать следующие заключения:

1) близкие петрографические и литогеохимические составы пород тагульской и шангулежской свит, а также сходные возрасты детритовых цирконов в песчаниках обеих свит дают основание рассматривать тагульскую свиту в качестве верхней подсвиты шангулежской свиты карагасской серии;

2) принимая во внимание возраст габбро-диабазов (1641±8 млн лет) **[4]**, прорывающих отложения шангулежской свиты в ее типовом разрезе, а также возраст наиболее молодого кластера детритовых цирконов (1750 млн лет), обнаруженных в песчаниках шангулежской и тагульской свит, можно предположить, что отложения этих свит имеют палеопротерозойский (древнее 1640, моложе 1750 млн лет) возраст;

3) полученные результаты ставят вопрос о правомерности отнесения всего разреза карагасской серии к неопротерозою.

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 13-05-00048.

[1] *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

[2] *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири*. Новосибирск, 1983. Ч. 1. 214 с.

[3] *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.

[4] *Metelkin D.V., Ernst R.E., Hamilton M.A.* Preliminary evidence for a CA. 1640 Ma mafic magmatic event in Southern Siberia, and lincs with Northern Laurentia // Large Igneous Province of Asia: Mantle plumes and metallogeny (Abstract volume). Irkutsk: Petrographika, 2011. P. 166–169.

[5] *Советов Ю.К., Кречетов Д.В., Соловецкая Л.В.* Предвендский седиментационный цикл (сиквенс) Присаянья: условия осадконакопления и литостратиграфическая корреляция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 84–86.

[6] *Юдович Я.Э., Кэтрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.

[7] *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

[8] *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

[9] *Nesbitt H.W., Yong G.M.* Early Proterozoic climates and plate mations inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

[10] *Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // Chemical geology. 1993. V. 104. P. 1–37.

[11] *McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geological Society of American Special Paper. 1993. № 248. P. 21–40.

[12] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д.* Раннепротерозойские постколлизионные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. № 7. С. 1028–1043.

[13] *Мотова З.Л., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М.* Возраст детритовых цирконов и литохимическая характеристика терригенных отложений шангулежской свиты карагасской серии (Присаянье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 171–172.

НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ САНГИЛЕНСКОГО НАГОРЬЯ: ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧИКСКОГО МАССИВА

А.В. Никифоров, А.М. Сугоракова**, В.В. Врублевский***, Д.А. Лыхин**

*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, nikav@igem.ru
**Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amina@tikopr.fromtuva.ru
***Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru

В пределах Тувино-Монгольского микроконтинента среди полей развития терригенных и карбонатных толщ докембрия известна целая серия массивов, сложенных нефелиновыми сиенитами и породами ийолит-уртитового ряда. Характерной чертой состава пород этих комплексов является относительно низкий уровень накопления в них редких и редкоземельных элементов.

До последнего времени оценки возраста этих массивов основывались на изотопных K–Ar и U–Th–Pb определениях, полученных во второй половине прошлого столетия. Разброс значений возраста пород варьируется от 500 до ~200 млн лет, при этом различия наблюдались даже для единых массивов. Rb-Sr геохронологические исследования, проведенные нами ранее по пробам из пяти массивов, удовлетворительных результатов не дали, поскольку все они оказались гетерогенны на минеральном уровне **[1]**.

При изучении пород Чикского массива были выявлены гранатсодержащие ийолиты. Наличие граната в минеральном составе породы позволило использовать Sm-Nd изохронный метод геохронологии. Из пробы Ca-272-2 были выделены монофракции апатита и граната – минералов с самым низким и, соответственно, самым высоким Sm/Nd отношением. Изотопный состав этих минералов и породы в целом хорошо согласован. Параметры изохроны – T=489±9 млн лет, $^{143}Nd/^{144}Nd$ =0.512268±0.000015, СКВО=0.68. Это значение возраста принято нами за время становления Чикского массива. Данные по другим массивам Сангиленского нагорья рассматриваются нами в другом докладе.

Возрастные и породные аналоги Чикского массива известны в хр. Восточной Саян – Ботогольский массив **[2]**, Прибайкалье – Тажеранский массив **[3]** и среди массивов витимской группы **[4]** и т.д. Все это позволяет с уверенностью говорить о позднекембрийско-нижнеордовикском этапе нефелин-сиенитового магматизма на территории Центральной Азии.

[1] *Никифоров А.В., Сугоракова А.М., Лыхин Д.А.* Rb-Sr изотопная система в породах нефелин-сиенитовых комплексов Тувино-Монгольского микроконтинента // XX Симпозиум по геохимии изотопов имени А.П. Виноградова (12–14 ноября 2013 г., г. Москва). М.: Акварель, 2013.

[2] *Никифоров А.В., Ярмолюк В.В.* Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботогольского и Хушагольского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2007. Т. 412, № 1. С. 81–86.

[3] *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др.* Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1405–1423.

[4] *Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M.* Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos. 2012. V. 152. P. 157–172.

ПРОЦЕСС МИГРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ТУРЦИИ

А.В. Новопашина

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

Изучение сейсмичности Турции представляет интерес в области исследования миграции сейсмической активности, так как Турция известна упорядоченностью распространения сильных землетрясений вдоль Северо-Анатолийского разлома **[1, 2]**. Так, во многих источниках рассматривается последовательное возникновение событий магнитудой 5.9≥M≥7.8 с востока на запад в период 1939–1999 гг. (до события Измит 1999 г., M=7.6) **[3, 4 и мн. др.]**.

Визуализация цепочек сейсмической активности производится на пространственно-временных диаграммах, построенных для заданных областей проецирования, представленных на рис. 1. Такие области были определены для эпицентральных зон, в пределах которых исследуется миграционный процесс. Значения используемого параметра суммируются в элементарных ячейках прямоугольника за определенные промежутки времени (в данном случае 30 дней). Для анализа использован композитный каталог ISC диапазона магнитуд M=2.0–7.6. Методика проецирования автоматизирована средствами геоинформационных технологий и подробно рассматривается в работе **[5]**.

Анализ диаграмм позволил получить следующие результаты. Для восточной и юго-восточной частей эпицентрального поля Турции характерны миграционные цепочки, состоящие из сильных и умеренных событий, а промежутки между ними почти не заполнены слабыми событиями (зоны 1, 2, 3, на рис. 1, рис. 2). Эта особенность миграций характерна именно для землетрясений Турции. Тектонически это явление в этой части эпицентрального поля связано с зоной сочленения Северо-Анатолийского и Восточно-Анатолийского разломов (зона 2 на рис. 1, диаграмма А на рис. 2), к которой приурочен ряд сильных землетрясений инструментального периода, такие как Лайс 1975 г. (M_w=6.6), Эрзинджан 1992 г. (M_w=6.9), Бингель 2003 г. (M_w=6.4), Элязыг 2010 г. (M_w=6.1), а также юго-восточного окончания Восточно-Анатолийского разлома (зона 3 на рис. 1, диаграмма Б рис. 2), где расположена область очага землетрясения Сейхан 1998 г. (M_w=6.2). В области очага землетрясения Эрдзинджан 1995 г. (M_w=6.9) за десятилетия до самого события можно наблюдать упорядоченные последовательности противоположенной направленности, состоящие из 9–10 умеренных событий: 1976–1979 гг. (3–4 года со скоростью около 30 км/год) длиной более 100 км и 1984–1990 гг. (6–7 лет со скоростью

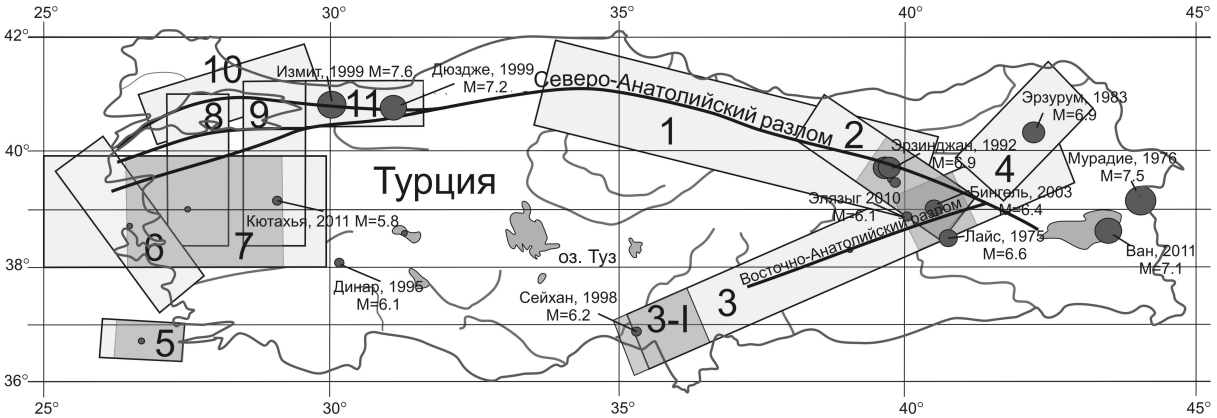


Рис. 1. Зоны проецирования сейсмических данных (прямоугольники). Темно-серым цветом выделены области, на которых зафиксированы медленные миграции сейсмической активности.

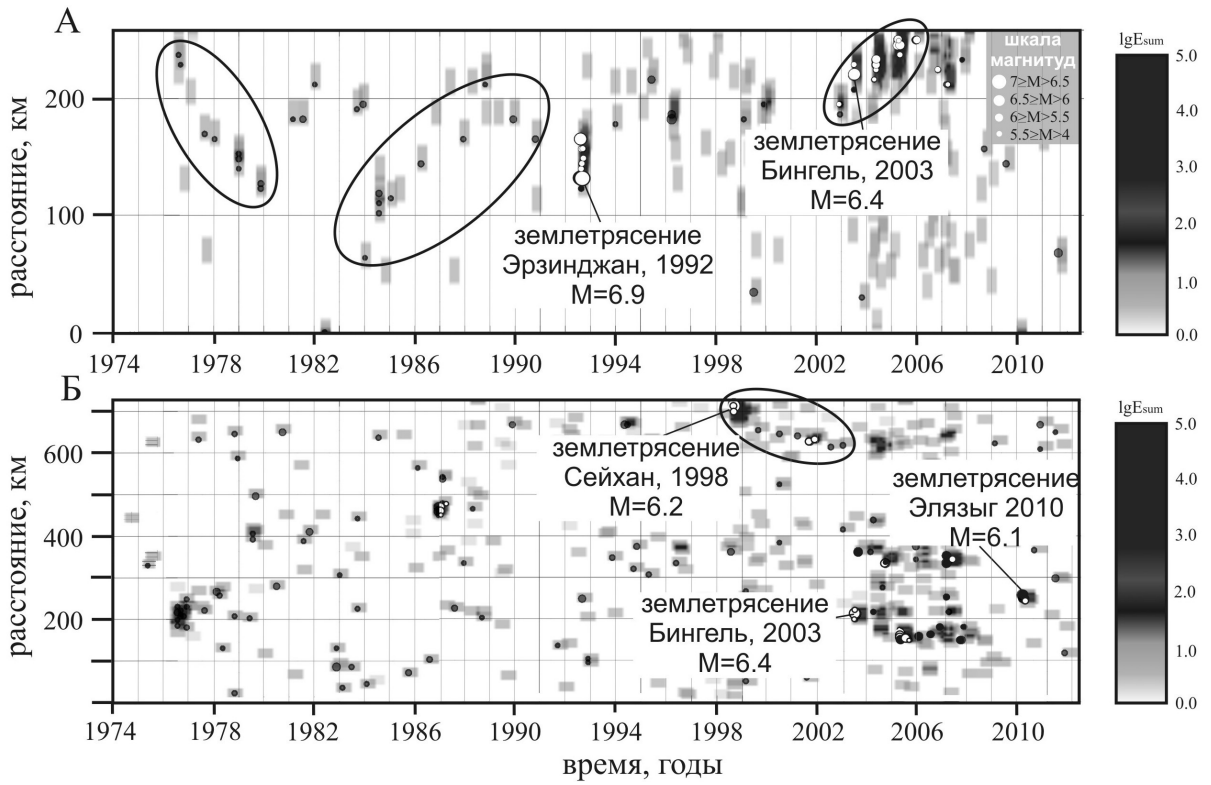


Рис. 2. Пространственно-временные диаграммы для зон проецирования: *А* – для зоны 2, *Б* – для зоны 3.

25–30 км/г.) длиной более 150 км. Здесь миграционные цепочки являются долгосрочным предвестником сильного события. Для юго-западной (зона 5 на рис. 1) и западной (зона 7 на рис. 1) частей эпицентрального поля Турции характерны миграционные последовательности слабых и умеренных событий, подобные миграциям района Прибайкалья **[5]**. Цепочки имеют четко выраженную структуру. Скорость варьируется в пределах 60–90 км/год.

Миграция в зонах очагов сильных событий проявляется как предшествующее, так и последующее, по отношению к сильному сейсмическому событию, явление, что в области сопряжения тектонических структур может отражать динамику перераспределения напряжения в результате их взаимодействия. Различие в характере миграций различных сейсмических структур Турции мы связываем с разной вязкостью сейсмоактивной среды.

[1] *Ross S.S., Barka A.A., Dieterich J.H.* Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering // Geophysical Journal International. 1997. V. 128, № 3. P. 594–604. doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb05321.x.

[2] *Westaway R.* Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 12071–12090.

[3] http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/year/1999/1999_08_17_ts.php.

[4] http://www.ipgp.jussieu.fr/~lacassin/WebTecto/rech/tectorecherche/IzmitWEB/SketchMarmara.

[5] *Новопашина А.В.* Методика выявления миграций сейсмической активности Прибайкалья средствами ГИС // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 33–36.

ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЕНИСЕЙСКИЙ АМФИБОЛИТО-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ): РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ U-Pb ВОЗРАСТА ЦИРКОНОВ И P-T ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА

А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, И.И. Лиханов, Н.В. Дмитриева

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

Ангаро-Канский блок расположен на юге Енисейского кряжа и является структурным элементом юго-западной окраины Сибирского кратона. Слагающие его раннедокембрийские метаморфические комплексы и гранитоиды рассматриваются в составе палеопротерозойского Ангарского орогенного пояса, который маркируется выходами палеопротерозойских гранитоидов и протягивается от Енисейского кряжа до Присаянского поднятия на расстояние около 1400 км. В строении Ангаро-Канского блока доминируют породы канского гранулитогнейсового и енисейского амфиболитогнейсового метаморфических комплексов, которые имеют различный характер складчатости и степень метаморфизма, обнаженные контакты между ними тектонические с зонами милонитов. Время образования протолитов метаморфических пород этих комплексов остается дискуссионным.

Породы енисейского комплекса распространены преимущественно на правобережье р. Енисей, на севере и юго-востоке Ангаро-Канского блока. В составе комплекса выделяется три толщи: амфиболит-мрамор-парагнейсовая (вулканогенно-карбонатно-терригенная), амфиболит-ортогнейсовая (вулканогенная) и мрамор-парагнейсовая (карбонатно-терригенная). Первая толща (1000–1600 м) сложена биотитовыми (±Grt±Sil) гнейсами и биотит-кварцевыми сланцами, прослоями биотит-амфиболовых плагиогнейсов, доломитовых мраморов и кальцифиров, субпластовыми и будинированными дайковыми телами амфиболитов. Разрез второй толщи (~1500 м) представлен биотит-двуполевошпатовыми микрогнейсами и биотит-кварц-полевошпатовыми (±Grt) сланцами, биотитовыми (±Amp) плагиогнейсами и биотит-амфибол-полевошпатовыми сланцами, плагиоклазовыми амфиболитами и амфиболовыми кристаллосланцами, протолиты которых отвечают вулканитам. Третья толща (1500–2000 м) образована преимущественно биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и слюдисто-кварцевыми сланцами, содержащими прослои кварцитов, отдельные горизонты кальцитовых и доломитовых мраморов. Химический состав биотитовых (±Гр±Сил) гнейсов и биотит-кварцевых сланцев первой толщи отвечает пелитам и алевропелитам, а биотитовых и двуслюдяных сланцев третьей толщи – алевропелитам и алевролитам.

Химический состав минеральных фаз метаморфических пород изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA–8100 в ИГМ СО РАН. Величины P-T параметров метаморфизма пород были вычислены при совместном использовании известных геотермометров и геобарометров в пакете MATHEMATICA 5.0 с помощью процедуры NullSpace. Ошибки совместного определения P-T параметров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей микрозондовых определений и энтальпии реакций использованных геотермобарометров, не превышают ±30 °C по температуре и ±1 кбар по давлению. Выполненные расчеты *P-T* условий метаморфизма показали незначительные различия в параметрах формирования толщ енисейской серии для трех образцов (T=690–770 ºС при P=8.5–9.2 кбар) в пределах погрешностей методов. Несколько меньшие значения характерны для одного образца (T=635 ºС при P=7.3 кбар), что может свидетельствовать о неоднородности метаморфических пород енисейского комплекса. Выявленные различия в *P-T* параметрах метаморфизма для разных пород могут быть обусловлены превышением тектонического сверхдавления над литостатическим в результате динамометаморфизма в сдвиговых зонах енисейского комплекса, что согласуется с результатами численного моделирования. В целом же, метаморфизм этих пород отвечал условиям перехода от эпидот-амфиболитовой фации к амфиболитовой и всему *P-T* интервалу устойчивости амфиболитовой фации, включая ее верхи.

На основе анализа состава и структурного положения в составе второй, метавулканогенной, толщи выделено три метавулканические ассоциации: андезит-дацит-трахириодацитовая, лейкобазальт-базальтовая и базальт-андезибазальт-трахиандезитовая. Породы метаандезит-дацит-трахириодацитовой ассоциации обнажены в разрезе по левому берегу Енисея между ручьями Калинкин и Луговской. Здесь вскрывается довольно мощная (более 600 м) пачка метаэффузивов и реже метавулканокластических образований. Плагиоклазовые амфиболиты, амфиболиты и габбро-амфиболиты металейкобазальт-базальтовой ассоциации в виде серии стратифицированных тел массивного облика развиты в основании и в верхах разреза пачки метавулканитов среднекислого состава. Породы базальт-андезибазальт-трахиандезитовой ассоциации наблюдаются среди пачки кислых метавулканитов в виде ряда пластовых тел и секущих даек мощностью от 1 до 3 м. Судя по геологическим взаимоотношениям, формирование первых двух ассоциаций было близко по времени, а базальт-андезибазальт-трахиандезитовой происходило позднее.

Химический состав пород андезит-дацит-трахириодацитовой ассоциации соответствует дацитам, субщелочным риодацитам и в меньшей мере андезитам. Геохимические характеристики кислых вулканитов – широкие вариации SiO_2, умеренная железистость (0.7–0.8), обогащение некогерентными редкими (Rb, Ba, Th, Zr, РЗЭ) элементами – позволяют сопоставлять эти породы с калиевыми I-гранитами, образование которых могло происходить путем плавления корового субстрата в обстановке активной континентальной окраины. В пользу раннедокембрийского корового источника для вулканитов свидетельствуют отрицательные ε_{Nd} (–3.8 и –4.5) и величины модельного возраста – $T_{Nd}(DM)$=2.4–2.5 млрд лет.

U-Pb датирование цирконов из двух проб метавулканитов андезит-трахидацитовой ассоциации выполнено на ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитики С.Л. Пресняков и Е.Н. Лепехина). Проба метаморфизованного дацитового порфира (177-82) отобрана из коренного обнажения в левом борту долины р. Енисей, в 550 м ниже устья руч. Калинкин. Циркон представлен короткопризматическими и бочонковидными, реже длиннопризматическими дипирамидальными кристаллами со сглаженными ребрами и вершинами, размером 150–300 мкм, с коэффициентом удлинения (Ку) 1.3–3.0. Для пяти короткопризматических кристаллов с осцилляторной зональностью получены субконкордантные значения $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста в диапазоне 1747–1779 млн лет. Возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1741±30 млн лет (СКВО=0.88). Вблизи нижнего пересечения (765±16 млн лет) располагаются две точки, возраст которых, вероятно, обусловлен метаморфизмом.

Вторая проба (30-09) метаандезита отобрана в левом борту долины р. Енисей, в 0.8 км выше ручья Луговской. Циркон представлен дипирамидально-призматическими или короткопризматическими кристаллами со сглаженными вершинами и ребрами. Короткопризматические зерна циркона с осцилляторной зональностью характеризуются $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом в диапазоне от 1738 до 1759 млн лет. Конкордантный возраст, рассчитанный по трем точкам, составляет 1739±20 млн лет (СКВО=1.3). Эти зерна по содержанию U (103–200 ppm), Th (84–190 ppm) и величине Th/U (0.73–1.10) сопоставимы с цирконом магматического происхождения. В пределах ошибки аналогичное возрастное значение имеет верхнее пересечение дискордии с конкордией 1756±40 млн лет (СКВО=0.07), построенной по тем же точкам. Нижнее пересечение дискордии соответствует светлым незональным в КЛ оболочкам или зернам с елочковидной (fir-tree) зональностью, их конкордантный возраст по четырем точкам составляет 750±14 млн лет (СКВО=0.43). Крайне низкое содержание Th (3–17 ppm), низкое U (73–249 ppm) и аномально низкая величина Th/U (0.03–0.05) в этих оболочках и зернах свидетельствуют в пользу их образования в результате высокотемпературного метаморфизма. Более древний возраст (1850±17 млн лет, СКВО=0.97) установлен для трех ядер циркона, которые, как правило, сохраняют осцилляторную зональность и по величине Th/U (0.46–1.33) также отвечают циркону магматического происхождения.

Все полученные по двум пробам циркона возрастные значения допускают следующую интерпретацию. Ядра циркона с возрастом ~1.85 млрд лет унаследованы от корового источника вулканитов. Такой интерпретации не противоречат величины модельного Nd возраста метавулканитов ($T_{Nd}(DM)$=2.4–2.5 млрд лет), которые перекрываются по диапазону значений $T_{Nd}(DM)$ (2.4–2.8 млрд лет) с породами канского комплекса – их вероятного источника. Возраст зональ-

ных кристаллов циркона или их внешних частей – 1.74 млрд лет – отражает время кристаллизации циркона из расплавов андезит-дацитового состава. Образование незональных кайм циркона и округлых кристаллов с возрастом ~750 млн лет обусловлено метаморфизмом вулканитов в позднем неопротерозое. С этим рубежом связано формирование внутриплитных лейкократовых гранитов ряда массивов в заангарской части Енисейского кряжа. Для Ангаро-Канского блока проявление тектонотермальных событий в позднем неопротерозое (~750 млн лет) ранее не фиксировалось. Наличие унаследованных цирконов и величины модельного возраста указывают на образование вулканитов преимущественно из древнего корового источника. Следовательно, вулканиты андезит-дацит-трахириодацитовой ассоциации енисейского метаморфического комплекса образовались в позднепалеопротерозойское (~1.74 млрд лет) время и испытали метаморфизм на рубеже 750 млн лет.

Датирование U-Pb методом детритовых цирконов из метаосадочных пород енисейской серии выявило следующие особенности. В образце метаосадков вулканогенно-осадочной толщи установлены цирконы только палеопротерозойского возраста, среди которых доминируют зерна со средневзвешенным возрастом ~1.84 млрд лет. Цирконы с возрастом 2.1–2.4 млрд лет составляют 13 %. В другом образце метаосадков (третьей терригенной толщи) также преобладают палеопротерозойские цирконы. Средневзвешенный возраст 36 наиболее молодых цирконов составляет 1.87 млрд лет. В этих метаосадках представлены и архейские детритовые цирконы широкого возрастного диапазона – от 2.5 до 3.2 млрд лет.

Таким образом, формирование вулканогенно-осадочных толщ енисейского комплекса происходило после основных коллизионных событий: высокотемпературного метаморфизма (1.89–1.87 млрд лет), проявленного в породах канского комплекса, и становления первой фазы Таракского массива (1.84 млрд лет), что объясняет более слабый метаморфизм пород енисейского комплекса в сравнении с гранулитами канского.

Работа выполнена при частичной поддержке интеграционного проекта ОНЗ-10.2 «Формирование и переработка континентальной коры на конвергентных границах плит» и проекта РФФИ (№ 12-05-00591).

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ В МИНУСИНСКОМ ПРОГИБЕ И ЕГО ГОРНОМ ОБРАМЛЕНИИ

О.Ю. Перфилова, А.А. Воронцов **, М.Л. Махлаев**

*Красноярск, Сибирский федеральный университет, perfil57@mail.ru, mmlvov@mail.ru
**Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voron@igc.irk.ru

Умеренно-щелочные и щелочные магматические породы, несмотря на относительно небольшую распространенность по сравнению с остальными типами изверженных пород, продолжают привлекать пристальное внимание. Проблема образования и эволюции магм повышенной щелочности остается одной из наиболее актуальных и в современных петрологических исследованиях. Повышенный интерес к магматическим ассоциациям повышенной щелочности обусловлен широким кругом полезных ископаемых, генетически связанных с ними. Умеренно-щелочные и щелочные интрузивные и вулканические породы (монцогаббро, монцониты, сиениты, граносиениты, нордмаркиты, нефелиновые сиениты, йолиты, уртиты, тералиты, трахибазальты, трахиты, трахириолиты, фонолиты, тефриты, тешениты, анальцимовые базальты и т.д.) давно известны в пределах центральной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО), сформировавшейся в ходе нескольких циклов тектогенеза в зоне тектонического взаимодействия между Сибирским континентом (Сибирской платформой) и Палеоазиатским океаном **[1]**. В современной структуре АССО выделяется несколько горно-складчатых сооружений, разделенных межгорными прогибами. Одним из крупнейших является Минусинский прогиб, объединяющий несколько впадин: Назаровскую, Северо-Минусинскую, Сыдо-Ербинскую и Южно-Минусинскую. В пределах Минусинского прогиба и в его горном обрамлении (в структурах Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна) известны многочисленные проявления разновозрастного магматизма повышенной щелочности. Большой вклад в изучение щелочных пород региона внесли такие выдающиеся исследователи, как И.В. Лучицкий **[2]**, Я.С. Эдельштейн, Г.М. Саранчина, И.К. Баженов, М.П. Кортусов и др. Тем не менее остается еще целый ряд нерешенных и остро дискуссионных вопросов, касающихся как закономерностей пространственного размещения этих пород, так и геодинамических обстановок их формирования, условий зарождения, источников, состава и характера эволюции магматических расплавов.

До последнего времени на данной территории выделялось три основных этапа формирования пород повышенной щелочности – среднепозднекембрийский (когтахский и буеджульский габбро-сиенитовые комплексы), раннесреднедевонский (сайбарский, горячегорский, юлинский, столбовский, танзыбейский, ирбинский, комплексы, базырская, берешская и ашпанская толщи) и мезозойско-кайнозойский (тергешский комплекс трубок взрыва, копьевский комплекс) **[3, 4]**. Однако в последнее время появились многочисленные радиоизотопные датировки, свидетельствующие о более древнем позднеордовикском или позднеордовикско-раннесилурийском возрасте (в интервале от 420 до 470 млн лет) целого ряда умеренно-щелочных и щелочных пород в составе интрузивных массивов, являющихся петротипами одноименных комплексов (Сайбарский, Юлинский, Столбовский), считавшихся девонскими, а также комагматичных некоторым из них вулканических пород умеренно-щелочного состава (дивногорская толща, кошкулакская свита) **[4–8]**.

Накопленные в последние десятилетия данные **[1, 9]** позволили установить, что в раннем-среднем палеозое эта область была вовлечена в сложные аккреционные и коллизионные процессы, сопровождавшиеся причленением островных дуг и микроконтинентов к юго-западному обрамлению Сибирского кратона и наращиванием континентальной литосферы с востока на запад. Для кембрийских габбро-сиенитовых ассоциаций устанавливается их надсубдукционная природа **[3, 4]**. К границе кембрия и ордовика приурочены проявления завершающей складчатости и становление крупнейших гранитоидных плутонов тигертышского и беллыкского комплексов. Это стало результатом коллизии Кузнецко-Саянской островной дуги с окраиной Сибирского континента и закрытия задугового бассейна, существовавшего здесь в кембрийское

время **[1, 3]**. Позднеордовикский умеренно-щелочной и щелочной магматизм развивался на уже консолидированном складчатом основании со сформировавшейся континентальной корой. Проявления девонского магматизма на этой территории связаны с процессами внутриконтинентального или окраинно-континентального рифтогенеза, результатом которых явилось формирование системы наложенных впадин. В позднем ордовике и девоне выплавка базальтовых расплавов происходила из глубинных источников, обогащенных некогерентными элементами по сравнению с надсубдукционной мантией, что может быть связано с влиянием мантийного плюма **[9, 10, 11]**. Сопряженность окраинно-плитного и внутриплитного магматизма с процессами мантийного диапиризма широко обсуждается в современной литературе **[1, 9]**. Остается дискуссионным и вопрос о возможной геохимической гетерогенности в пределах некоторых рифтовых зон, поскольку в процессы магмогенерации могут быть вовлечены источники различной природы **[10]**.

Очевидно, что на данной территории имели место как минимум два палеозойских этапа континентального рифтогенеза, наложенного на складчатые структуры салаирид. Отсюда вытекает необходимость надежного расчленения магматических образований каждого из этих этапов. Важно установить минералого-петрографическую и геохимическую специфику каждого из них, а также выявить геодинамические обстановки их формирования и особенности эволюции исходных расплавов **[11]**.

[1] *Добрецов Н.Л.* Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1957–1973.

[2] *Лучицкий И.В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.

[3] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье издание). Лист N-45 (Новокузнецк). Объяснительная записка / Г.А. Бабин, Н.И. Гусев, А.А. Юрьев и др. СПб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 665 с.

[4] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье издание). Лист N-46 (Абакан). Объяснительная записка / В.В. Беззубцев, М.Л. Махлаев, В.Т. Кириченко, О.Ю. Перфилова и др. СПб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2008. 391 с.

[5] *Рублев А.Г., Шергина Ю.П.* Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Вып. 3. Красноярск: «Красноярскгеолсъемка» МПР РФ, 1996. С. 59–63.

[6] *Сидорас С.Д.* Геохронологические данные по югу Красноярского края // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Вып. 5. Красноярск: «Красноярскгеолсъемка» МПР РФ, 2000. С. 43–46.

[7] *Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др*. «Девонотипный» магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: Изд-во ТПИ, 2002. Т. 1. С. 189–193.

[8] *Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д.* Ордовикская вулкано-плутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137–152.

[9] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.

[10] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С. и др.* Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 621–634.

[11] *Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л.* Геология и геохимическая характеристика ордовикских и девонских базальтов в районе Минусинского прогиба Алтае-Саянской области // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 68–70.

УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ НЕСОГЛАСИЙ

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

Существенным недостатком большой по объему запасов и ресурсов минерально-сырьевой базы России является малая доля экономически важных богатых руд. Специальные подходы к прогнозированию богатых руд развиваются слабо. Между тем существует уникальный формационный тип комплексного уранового оруденения U±(Ni,Co,Cu,V,Au,Ag,Pt,TR) – месторождения типа «структурно-стратиграфических несогласий» (ССН), одной из ярких отличительных черт которого является уникальное богатство руд. Согласно классификации МАГАТЭ, промышленной считается концентрация урана 0.1 % , в то время как в крупных месторождениях ССН в провинции Атабаска на юго-восточной окраине Канадского щита средние содержания урана достигают 10–25 %. Более того, здесь же зафиксирован единственный в своем роде металлогенический феномен – чем богаче руды в месторождениях, тем больше запасы. Подобных корреляций в мире неизвестно ни по одному из крупных рудных районов любых других полезных ископаемых.

В России к настоящему времени разведаны два объекта, относящиеся к двум подтипам ССН: канадскому – месторождение Карку в Северо-Восточном Приладожье в обстановке предсреднерифейского несогласия (1.3–1.4 млрд лет) и австралийскому – месторождение Средняя Падма (V, U, Au, Pd, Mo, Ag, Cu) в Онежском рудном узле в обстановке предвепсийского ССН (1.9–2.0 млрд лет). Онежский узел рассматривается, прежде всего, как ванадиевый с уникальными запасами и высоким качеством руд (среднее содержание V_2O_5 2.78 %).

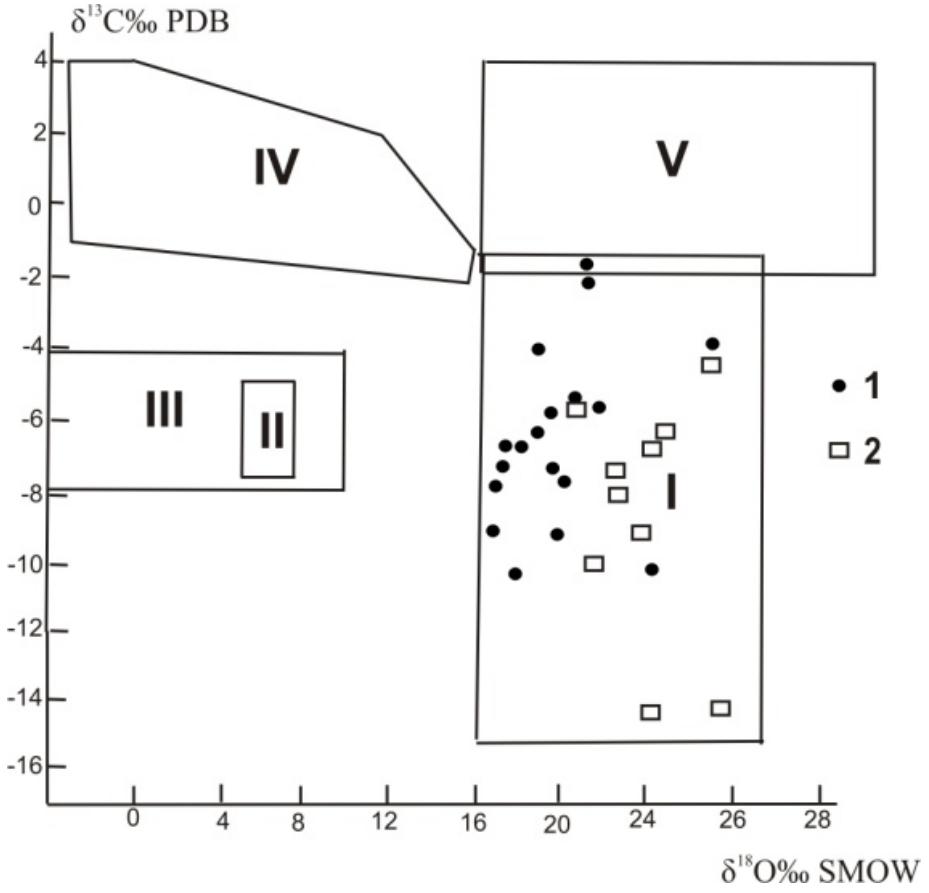
К сожалению, в последние годы ориентация на дешевые урановые руды ближнего и дальнего зарубежья существенно снизила активность поисковых работ на уран в России, а в Государственных докладах о состоянии минерально-сырьевых ресурсов РФ высказывается точка зрения на месторождения ССН: *«вероятность открытия значимых объектов этого типа невелика»* **[1, с. 91]**.

Несмотря на особое внимание мировой и отечественной геологии к ССН, в течение почти 40 лет признается дискуссионность понимания их генетического своеобразия и необходимость выявления неучтенных особенностей условий их формирования. Большинство исследователей разделяет точку зрения о полигенном характере оруденения. Высказывались представления в рамках экзогенно-эпигенетических и диагенетически-гидротермальных моделей. Главным источником вещества в одних случаях предполагается складчатое основание, в других – протоплатформенный чехол и коры выветривания. Обширный аналитический обзор зарубежных публикаций привел исследователей ВИМСа к выводу о сугубо гидротермальном происхождении ССН, «месторождения типа несогласия в сущности являются разновидностью гидротермальных» **[2, с. 96]**.

В последние годы появилось достаточно новых данных по изотопному составу рудных минералов, флюидных включений и околорудных пород, что позволяет более определенно представить картину генетического своеобразия ССН и уточнить тем самым некоторые прогнозные и поисковые критерии. В частности привлекают внимание материалы по изотопному составу кислорода и углерода в прожилковых и метасоматических кальцитах в Ладожском рудном районе (рисунок).

Рисунок демонстрирует отчетливое своеобразие карбонатов месторождений ССН, отличающихся от гидротермальных, магматических и седиментационных. Не отличаясь от осадочных карбонатов по содержанию $\delta^{18}O$, они одновременно обогащены легким углеродом, что указывает на органическое (нефтебитумного) происхождение источника.

Постоянная связь окислов урана с двумя типами углеродистого вещества – битумоидами



Изотопный состав кислорода и углерода в прожилковых и метасоматических кальцитах [3, с изменениями]. Римскими цифрами обозначены поля изотопных составов карбонатов разного генезиса: I – месторождения ССН (*1* – Карку, *2* – Матала), II – карбонаты магматического генезиса, III – гидротермальные карбонаты из областей активного вулканизма, IV – карбонаты гидротермальных урановых месторождений, V – карбонаты осадочного генезиса.

и графитом – характерна для всех известных месторождений ССН в самых разных регионах мира **[4].**

Изотопное своеобразие месторождений ССН дает дополнительное к геологической специфике основание рассматривать их как принципиально особый генетический тип, не сводимый ни к гидротермальному, ни к гидрогенному.

Анализ истории геологического развития осадочных бассейнов вмещающих ССН показал, что их специфической особенностью является стадия формирования нефтяных и битумных месторождений в зоне катагенеза с характерным проявлением стадиальных эпигенетических преобразований. Инверсия тектонического режима и смена стадии опускания бассейна на стадию воздымания фиксируются новообразованными метасоматическими ассоциациями. В результате рудоотложение рассматривается как итоговый результат эпигенетических процессов стадиального и наложенного эпигенеза **[5].**

Минеральные ассоциации рудосопровождающих метасоматитов ССН при сохранении текстурно-структурных особенностей осадочных пород и полной смене глинистого цемента не могут формироваться среди метасоматитов эндогенного типа, но могут быть реализованы при инфильтрации метеорных вод в глубинные части осадочных бассейнов, что присуще зонам катагенеза в период активизации тектонического режима.

Определяющим условием проявления рудообразующих систем ССН является регрессивный эпигенез зоны катагенеза нефтепродуктивных осадочных бассейнов протерозоя, возникающий в период воздымания фундамента. На эпигенез воздымания накладывается эндогенная

гидротермально-метасоматическая составляющая, связанная с малоамплитудной активизацией зон разломов и базальтоидным магматизмом.

На основании предложенной модели представилось возможным в пределах Восточной Сибири из более 20 выделенных к настоящему времени площадей, считающихся перспективными на месторождения в ССН, локализовать первоочередной поисковый объект в южном борту Березовского прогиба, в пределах Нечеро-Ничатского урановорудного района. Здесь вдоль восточного склона Нечерского поднятия непрерывно прослеживается более чем на 130 км предрифейское структурно-стратиграфическое несогласие, маркируемое высокоглиноземистыми остаточными корами выветривания площадного и линейного распространения **[6]**.

В фундаменте выбранного участка – шунгит-графитовые сланцы и специализированные на уран гранитоиды Ничатского массива, преобразованные дорифейскими фельдшпатолит-грейзеновыми изменениями, существенно увеличивающими долю миграционно-способного урана.

Площадь находится в «тектонической тени» мезозойской тектономагматической активизации, охватившей значительную часть Алданского щита, что позволяет предполагать рифейский возраст оруденения. Хотя в районе проводились специализированные поиски в конце 90-х – начале 2000-х годов, площадь остается недоизученной и реализация прогноза возможна лишь при необходимом объеме картировочного и поискового бурения.

[1] *Государственный доклад о состоянии минерально-сырьевых ресурсов РФ в 2011 г*. М., 2012.
[2] *Пакульнис Г.В., Шумилин М.В.* Месторождения типа «несогласия» района Атабаска (Канада). М., 2005. 102 с.
[3] *Величкин В.И. Тарасов Н.Н., Андреева О.В. и др.* // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 152. М.: ВИМС, 2008. С. 104–116.
[4] *Пинский Э.М., Лебедев Б.А.* Участие рифейского нефтеобразования в формировании уникальных урановых месторождений типа несогласия в осадочном бассейне Атабаска // Региональная геология и металлогения. 2007. № 32. С. 167–179.
[5] *Лебедев Б.А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 189 с.
[6] *Макарьев Л.Б., Былинская Л.В., Павлов М.В. и др.* Нечеро-Ничатский урановорудный район (ведущие типы оруденения, обстановки локализации и перспективы) // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 150. М., 2006. С. 5–17.

НОВЫЕ ДАННЫЕ В ПОЛЬЗУ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СОВМЕЩЕННОСТИ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРИ И ТИМАНСКОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИКИ НА РУБЕЖЕ ДОКЕМБРИЯ И ПАЛЕОЗОЯ

Н.С. Приятkина **, В.Дж. Коллинз**, А.К. Худолей*, А.В. Шацилло***, А.В. Купцова**

*Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, nadezhda.priyatkina@gmail.com
**Newcastle, Australia, NSW Institute of Frontiers Geoscience
***Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

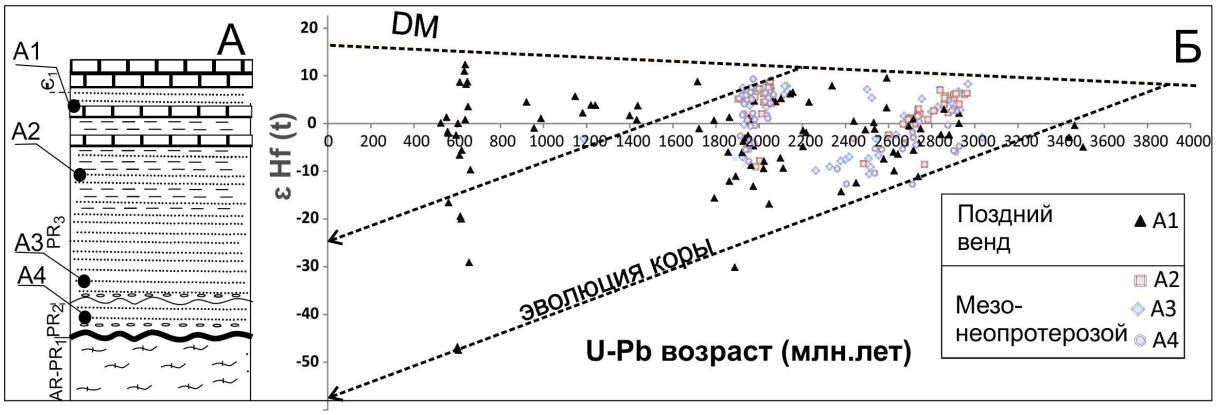
Геологическая эволюция Сибирского кратона в конце неопротерозоя сопровождалась формированием складчатых поясов вдоль его южной, западной и северной окраин. Палеогеографические реконструкции на этот период сводятся к следующим моделям: 1) Сибирь существует как отдельный континент, и вокруг ее южной, северной и западной окраин формируется аккреционный складчатый пояс **[12 и др.]**; 2) северная окраина Сибири в неопротерозое совмещена с тиманской окраиной Балтики **[9, 10]**; 3) северная окраина Сибири находится на линии простирания с тиманской окраиной Балтики и обращена к периферической части Гондваны **[4, 8]**. Палеомагнитные данные, на которых базируются модели, либо противоречивы, либо являются результатом интерполяции. Для обоснования рассмотренных моделей или разработки альтернативных необходима новая геологическая и палеомагнитная аргументация, на получение которой и направлена настоящая работа.

Нами были изучены (U-Pb, SHRIMP и LA ICP-MS; Lu-Hf, LAM ICP-MS) обломочные цирконы из разреза, вскрытого скважинами в южной части Восточно-Анабарского прогиба (бассейны рек Мюнюсях, Биригинде и М. Куонамка), где рифейские терригенные толщи, изначально коррелировавшиеся с мукунской и билляхской сериями рифея, с резким угловым несогласием залегают на нижнедокембрийских породах фундамента и перекрываются венд-кембрийскими терригенно-карбонатными образованиями старореченской свиты (рисунок, *А*). Как показали результаты литологических исследований и результаты датирования обломочных цирконов, лишь образец А4, представляющий основание разреза, является аналогом мукунской серии нижнего рифея **[3]**. В образце А3 присутствуют три зерна с возрастом 1200–850 млн лет, указывая на позднерифейский возраст данной толщи (образцы А2 и А3), которая, по-видимому, не имеет возрастных аналогов в других разрезах рифея Анабарского щита. На основании возраста конкордантного кластера из трех зерен 551±4, 557±6, 556±6 млн лет максимальный возраст осадконакопления верхней части разреза (образец А1) надежно определяется как 551±7 (поздневендский).

За исключением вышеупомянутых трех зерен с возрастом 1200–850 млн лет, в образцах А4, А3, А2 рифейского возраста обнаружены лишь две возрастные группы цирконов: раннепротерозойская (2.15–1.95 млрд лет) и архейская (2.9–2.5 млрд лет).

В образце А1 отмечается ряд популяций цирконов, отсутствующих в нижележащих толщах (рисунок, *Б*): 3450 млн лет, 1900–1800 млн лет, 1700 млн лет, 1450–1400 млн лет, 1250–1150 млн лет, 1000–950 млн лет, а также 650–550 млн лет. Группа зерен 1900–1850 млн лет характеризуется εHf(t) от –30 до 0, что свидетельствует о их формировании при переработке архейской, в том числе раннеархейской (T(DM)~3.9 млрд лет) коры. Резкая смена на этапе 1.9 млрд лет значений εHf(t) на положительные и устойчивый ювенильный характер цирконов в течение мезопротерозоя указывают на происхождение мезопротерозойских «несибирских» цирконов из складчатой системы, заложившейся около 1.9 млрд лет назад и существовавшей как минимум вплоть до 1.0 млрд лет, т.е. в ходе гренвилльского цикла. Ранневендские цирконы (650–570 млн. лет) характеризуются εHf(t) от +15 до –50, что свидетельствует о влиянии мантийного и корового, в том числе раннеархейского (T(DM)=3.9 млрд лет, как и на этапе 1.9 млрд лет), источников магматизма (рисунок, *Б*).

Полученные данные свидетельствуют о присоединении к Сибири на границе докембрия и фанерозоя террейна, являвшегося источником «гренвилльских» цирконов. Возможной питающей провинцией для поздневендских отложений Восточно-Анабарского бассейна представля-



Результаты U-Pb-Hf изотопных исследований обломочных цирконов (*Б*) из разреза (*А*) рифей-вендских отложений Восточно-Анабарского бассейна.

ется складчатое обрамление северной окраины Сибирской платформы, поскольку комплексный «гренвилльский» – поздненеопротерозойский – «сигнал», по-видимому, характерен только для вендских толщ северной части Сибири. На это указывает тот факт, что сходные с обнаруженными в образце А1 зерна «гренвилльских» и неопротерозойских цирконов встречены нами в вендских платформенных отложениях Туруханского поднятия и ранневендских отложениях неопротерозойского складчатого пояса Центрального Таймыра, но не фиксируются, как правило, далее к югу в близковозрастных толщах **[1, 5 и др.]**. Кроме того, к поздневендским «анабарским» популяциям цирконов близки по возрасту граниты и метаморфические образования Центрального Таймыра, где также известны мезопротерозойские цирконы в неопротерозойских гранитоидах **[11]**.

Предполагаемое поздневендское коллизионное событие на северной окраине Сибирской платформы сопоставляется с возрастными рубежами «тиманского» магматизма, сопровождавшего эволюцию активной окраины континента Арктида и его последующую коллизию с Балтикой **[6]**. Сравнение данных по обломочным цирконам в неопротерозойских/раннекембрийских отложениях арктических террейнов (=Арктида) **[7 и др.]**, тиманской окраины Балтики **[6 и др.]** и севера Сибирской платформы выявляет общность не только вендского, но и «гренвилльского» ювенильного сигнала. «Гренвилльский сигнал» тиманской окраины Балтики известен **[6 и др.]** и связан, вероятно, с поступлением обломочного материала из гренвиллид западной и (?) северной **[7]** окраин Балтики. Кроме того, арктические террейны (=Арктида) не только имеют гренвилльский детритовый «сигнал», но и, вероятно, гренвилльский фундамент **[7 и др.]**. Появление в вендских отложениях севера Сибири зерен с возрастом ~3.45 млрд лет и T(DM)~3.9 млрд лет цирконов с возрастом 1900 млн лет и 570 млн лет может свидетельствовать о том, что в источнике сноса присутствовала переработанная кора с возрастом >3.4 млрд лет, известная в составе Балтики **[2]**, но не в северной части Сибирского кратона **[10]**. Мы предполагаем, что особый детритовый «сигнал» вендских отложений севера Сибирской платформы связан с коллизией Сибири в ходе тиманского орогенеза с амальгамировавшимся континентом Балтика-Арктида.

Принципиальная возможность связи между композитным континентом Балтика-Арктида и Сибирской платформой предлагается на основе палеомагнитных данных **[Шацилло, наст. выпуск]**. Данная модель подразумевает неизменное взаимное положение рассматриваемых палеоконтинентов в интервале 550–460 млн лет, при этом предполагается, что северная (таймырская) окраина Сибири примыкала к юго-восточной окраине архипелага Северная Земля, являющегося частью Арктиды. В контексте этой модели «тиманский» источник сноса для вендраннекембрийских толщ северной части Сибирской платформы представляется весьма вероятным.

Исследования выполнены при поддержке, проекта СПбГУ № 3.38.137.2014, гранта РФФИ № 13-05-00943, гранта ARC «Supercells and supercontinental cycles».

[1] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А.* Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1472–1490.

[2] *Глебовицкий В.А. и др.* Ранний докембрий Балтийского щита. М.: Наука, 2005. 719 с.

[3] *Худолей А.К., Дэвис В., Рейнбирд Р.Х., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Молчанов А.В., Купцова А.В.* Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов и Sm-Nd изотопные исследования песчаников рифейского разреза юго-востока Анабарского щита: следствия для тектоники и стратиграфии // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геологии. Т. II. СПб., 2009. С. 240–242.

[4] *Hartz E.H., Torsvik T.H.* Baltica upside down: a new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean // Geology. 2002. V. 30. P. 255–258.

[5] *Khudoley A.K., Ershova V.B., Prokopiev A.V., Priyatkina N.S.* Neoproterozoic rocks in Siberia: implications of provenance studies to tectonic evolution of Rodinia and restorations // Abst. «Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium», 19–23 May, 2013. Moscow: MSU, 2013.

[6] *Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O`Reilly S.Y., Griffin W.L.* Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 17. P. 583–601.

[7] *Lorenz H., Larionov A., Majka J., Gee D.* The Grenville-Sweconorwegian orogeny in the high Arctic // Geological Magazine. 2012. V. 149, № 5. P. 875–891.

[8] *Roberts D., Siedlecka A.* Timanian orogenic deformation along the northeastern margin of Baltica, northwest Russia and northeast Norway, and Avalonian–Cadomian connections // Tectonophysics. 2002. V. 352. P. 169–184.

[9] *Scotese C.R.* Atlas of Earth History. V. 1. Paleogeography. PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 2001. 52 p.

[10] *Smelov A.P. Timofeev V.F.* The age of the North Asian Cratonic Basement: An Overview // Gondwana Research. 2007. V. 12, № 3. P. 279–288.

[11] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E.* Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // Precambrian Research. 2001. V. 110. P. 127–141.

[12] *Vernikovsky V.A., Dobretsov N.L., Metelkin D.V., Matushkin N.Yu., Koulakov I.Yu.* Concerning tectonics and the tectonic evolution of the Arctic // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54, № 8. P. 838–858.

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ОТЛОЖЕНИЙ ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО ПРОГИБА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) ПО ДАННЫМ U-PB (LA ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Н.С. Приятkина **, А.К. Худолей*, В.Дж. Коллинз**, А.В. Шацилло***, В.Э. Павлов****

*Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, nadezhda.priyatkina@gmail.com
**Newcastle, Australia, NSW Institute of Frontiers Geoscience
***Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Тейско-Чапский прогиб принято считать рифтогенным бассейном, заложившимся на метаморфизованных в ходе байкальского орогенеза среднерифейских отложениях сухопитской серии **[7, 12 и др.]**. Преимущественно терригенные отложения прогиба подразделяются на чингасанскую и чапскую серии **[1, 12]**, предположительно отделенные стратиграфическим несогласием. Предполагается, что отложения прогиба представлены молассой, а накоплению чингасанской и чапской серий предшествовало два крупных аккреционных события: присоединение Центрально-Ангарского (около 850 млн лет **[7]** или 750 **[13]** млн лет) и Исаковского (630 млн лет **[13]**) террейнов соответственно. В таком случае определение источников сноса и возраста отложений Тейско-Чапского прогиба позволило бы получить важную информацию о геодинамической эволюции байкалид Енисейского кряжа.

Однако в настоящее время представления о возрасте чингасанской и чапской серий противоречивы. В ранних работах возраст чингасанской серии оценивался как позднерифейский, а чапской – как позднерифейский **[12]** или вендский **[1]**. Наиболее достоверным возрастным маркером верхней части чингасанской серии в разрезе по р. Вороговка можно считать Ar-Ar возраст трахитов 703±4 Ma **[8]**, однако новые фаунистические находки, свидетельствующие в пользу поздневендского-раннекембрийского возраста подошвы чингасанской серии **[5]** поставили под сомнение правомерность корреляции отложений Чапско-Тейского прогиба и Вороговского трога.

Нами были получены результаты U-Pb датирования обломочных цирконов по четырем пробам из отложений карьерной свиты чингасанской серии и немчанской свиты (верхней и нижней подсвит) чапской серии, разрез по р. Чапа. Датирование проводилось по стандартной методике LA ICP-MS, по 100 зерен из каждой пробы. Критерий отбора представительных результатов по дискордантности составил <10 %.

Результаты исследований показали, что максимальный возраст осадконакопления песчаников карьерной свиты (чингасанская серия) достоверно составляет около 666 млн лет (по конкордантному кластеру из трех зерен: 664±6, 672±6, 670±8 млн лет). Самые молодые зерна, обнаруженные в породах немчанской свиты (чапская серия), характеризуются близким возрастом (также по конкордантному кластеру из трех зерен: 686±8, 665±9, 679±6 млн лет). Верхним возрастным ограничением чапской серии могут служить карбонатные породы лебяжинской свиты, возраст которых установлен по фаунистическим остаткам как раннекембрийский **[4]**.

Отложения чингасанской и чапской серий характеризуются не только близким максимальным возрастом осадконакопления, но и единым источником сноса. Основные пики приходятся на 1.8–1.9 млрд лет и 2.5–2.6 млрд лет. Обе группы возрастов характерны для западной части фундамента Сибирского кратона **[10, 11, неопубликованные авторские данные]**. Источником сноса палеопротерозойской популяции цирконов мог служить Ангарский палеопротерозойский складчатый пояс, в частности Таракский гранитный массив, возраст которого оценивается как 1850 млн лет **[9]**. Гранитоиды с возрастом 2.5–2.6 млрд лет широко распространены в пределах Шарыжалгайского выступа **[11]**.

Зерна цирконов с неопротерозойским возрастом в отложениях чингасанской и чапской серий имеют сугубо подчиненное распространение. Помимо самых молодых ранневендских зерен, выделяется популяция цирконов с возрастом 910–950 млн лет и отдельные зерна с воз-

растом 750–700 млн лет, 820–850 млн лет. Магматические образования древнее 900 млн лет в пределах Енисейского кряжа пока не известны. Источником редких более молодых неопротерозойских зерен, с одной стороны, могут являться гранитоиды, распространенные в складчатой структуре Енисейского кряжа (например, Тейский и Ерудский массивы, ~880–860 млн лет **[2, 6]**, Аяхтинский, Глушихинский и другие комплексы, ~720–750 млн лет **[2, 13, 6 и др.]**. С другой стороны, неопротерозойские (1000–600 млн лет) цирконы распространены в вендских отложениях южной окраины Сибирской платформы **[3, 6 и др.]**. Возможно, что, как предполагается в **[3]**, источником сноса неопротерозойских цирконов и для отложений Тейско-Чапского прогиба являлись островодужные комплексы, окружавшие южную и юго-западную окраины Сибирской платформы.

В результате проведенных исследований можно сформулировать следующие выводы: 1) возраст пород чингасанской и чапской серий не может быть древнее 665 млн лет. С учетом палеонтологических находок **[5]** и новых палеомагнитных данных **[Шацилло и др., наст. сборник]** наиболее вероятным представляется, что возраст отложений является поздневендским; 2) чингасанская и чапская серия накапливались в единой тектонической обстановке. Общим и основным источником сноса обломочного материала для изученных отложений являлась Сибирская платформа. Аккреционные события, приведшие к формированию складчатой структуры Енисейского кряжа, слабо отражены в детритовом «сигнале» отложений Тейско-Чапского прогиба, что может быть объяснено существенным временным разрывом между стабилизацией орогена и осадконакоплением.

Исследования проведены при поддержке проекта СПбГУ № 3.38.137.2014.

[1] *Бутаков Е.П., Карпинский Р.Б., Усталов В.В.* Венд Тейско-Чапского района // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 67–77.

[2] *Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З.* Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 3. С. 259–272.

[3] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский, С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А.* Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1472–1490.

[4] *Карпинский Р.Б., Карпинская Н.И.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200000 (P-46-XXXII), 1969.

[5] *Кузнецов Н.Б., Шацилло 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.

[6] *Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская 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.

[7] *Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.Н.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 158–181.

[8] *Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е. и др.* Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1307–1320.

[9] *Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.* Изотопно-геохронологическое исследование субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа: U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 9. С. 881–891.

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

[11] *Туркина О.М.* Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология. 2010. Т. 18, № 2. С. 168–187.

[12] *Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

[13] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretion-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.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПЛОЩАДНОЙ СЪЕМКИ МЕТОДОМ ЭМЗВП НА УЧАСТКЕ БАРУН-ХАЛ (ПРИОЛЬХОНЬЕ, БАЗА ПРАКТИК «ЧЕРНОРУД»)

М.О. Радько, В.В. Шульга*, Ю.А. Давыденко* ***

*Иркутск, Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Съемка ЭМЗВП проводилась на участке Барун-Хал Чернорудского полигона, Приольхонье (рис. 1) **[2, 3]**. Породы участка имеют северо-восточное простирание, сложены в основном биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, амфиболовыми гнейсами, мигматитами и мраморами **[4]**.

Заземление электродов производилось в первые 10–20 см грунта. Грунт на площади различный, со значительной примесью кусков шлаков и горных пород, обожженных суглинков. Сопротивление заземления приемных электродов было высоким, около 30 кОм. Приемная линия MN находится в экваториальной зоне генераторного диполя, параллельно питающей линии AB. Силовая линия AB была протянута вдоль ручья. Заземление B было в болотистой местности, A – в сухой. При сопротивлении заземления AB в 80 Ом поверхность участка съемки имеет незначительный западный уклон, который не оказывает заметного влияния на результаты зондирований.

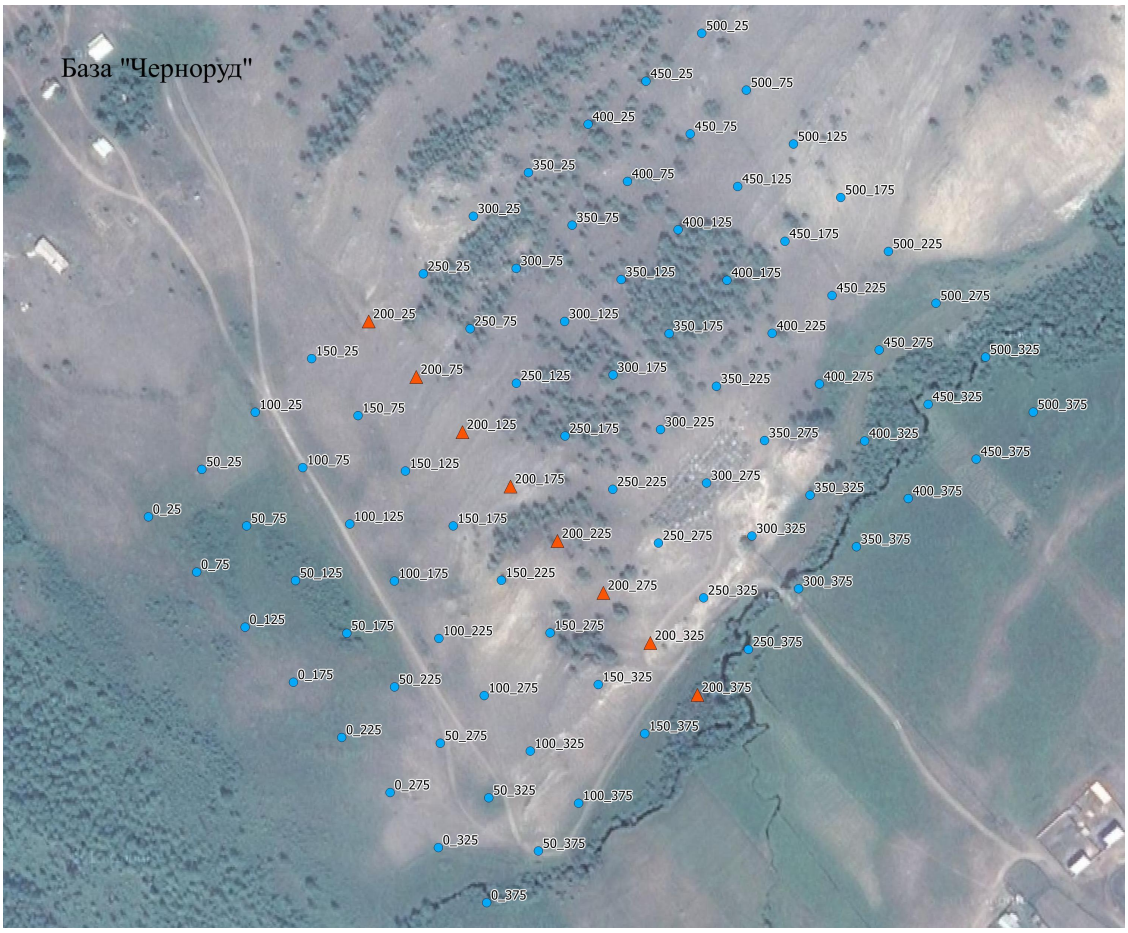


Рис. 1. Расположение профилей на участке работ.

Силовая установка состояла из агрегата бензинового 2кВт, коммутатора ВП-1000, линии АВ длиной 200 м, состоящей из провода геофизического ГПМП и заземлений, выполненных с помощью десяти стальных электродов. Ток во время измерений составлял 4 А. Длина токового импульса 62.5 мс., токовой паузы 62.5 мс.

Используемая приемная аппаратура состояла из 8-канального измерительного модуля с АЦП.

Проводилась непрерывная запись длительностью около 10 минут восьми измерительных каналов, одновременно регистрирующих переходные процессы с восьми разносов приемной косы M_1N_1, M_2N_2, M_3N_3…..M_8N_8, с расстоянием в 0.5 м между электродами. Заземление приемной линии осуществлялось посредством вбивания в грунт медных электродов на глубину 10–20 см.

Питание измерительного модуля осуществлялось отдельным автомобильным аккумулятором **[1]**.

После практических работ была выполнена обработка полученных данных в программе одномерной инверсии магнитных данных MARS1D. По обработанным данным в программе Surfer11 были построены разрезы по глубине (рис. 2) и разрезы по профилям (рис. 3).

На данных разрезах можно четко проследить надвиг вдоль профиля 200. Он ярко выражен высокими значениями LogRo и Eta.

Работы проходили для тестирования в данных геологических условиях метода ЭМЗВП. Исследования проводились на хорошо изученном полигоне, с целью апробации метода в

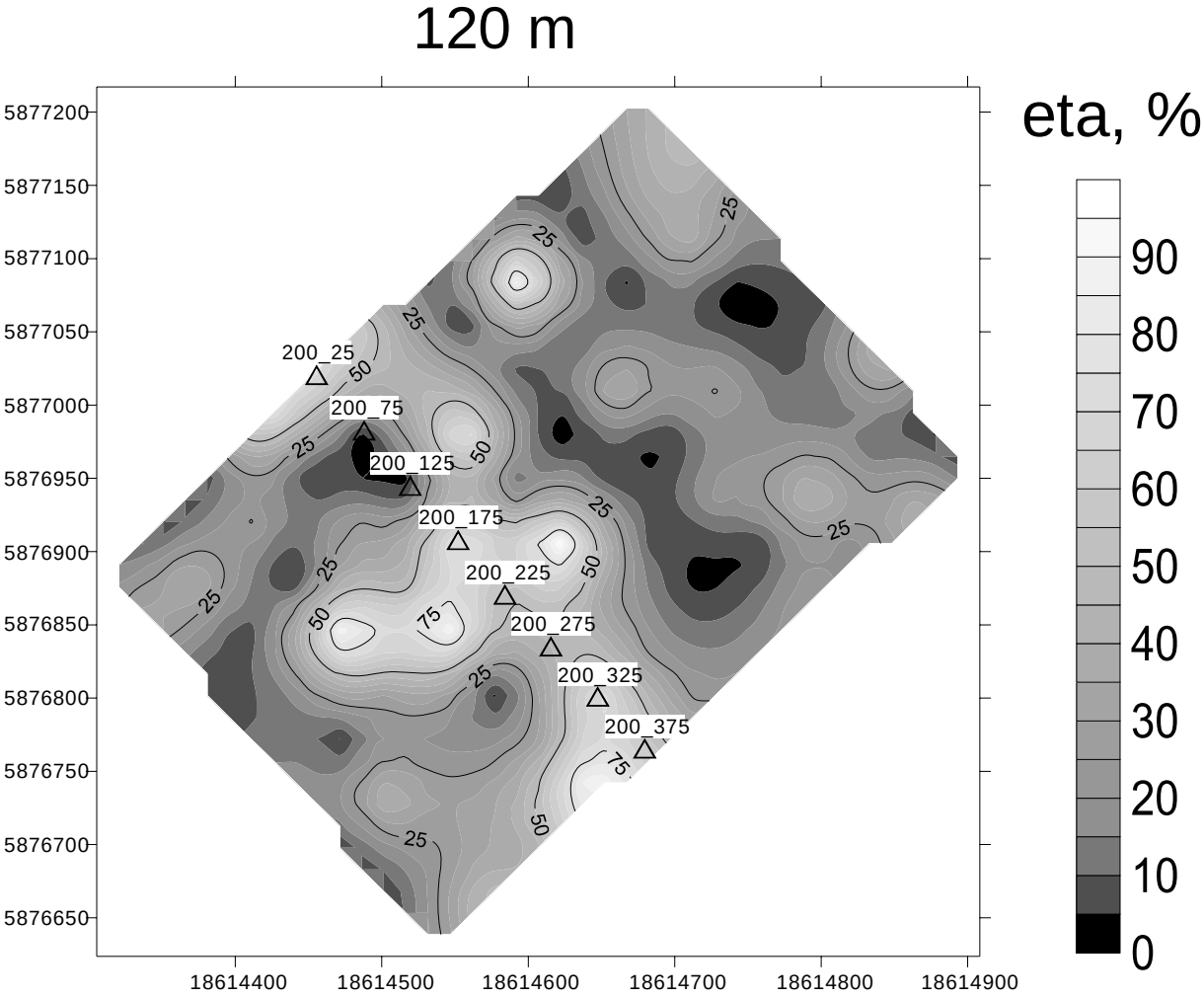


Рис. 2. Площадной разрез ЭМЗВП на глубине 120 м.

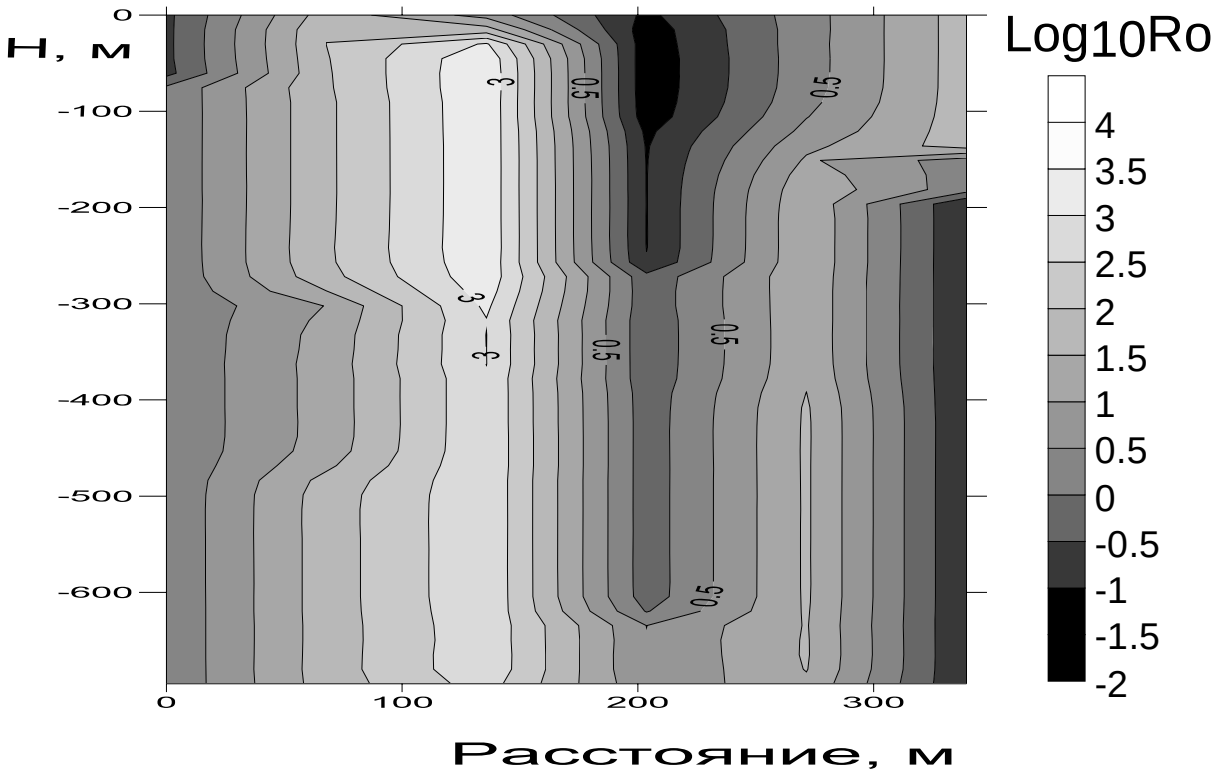


Рис. 3. Профиль 200. Расстояние в сторону увеличения номера пикета.

области поисков рудных полезных ископаемых, а также геокартирования и выявления тектонических нарушений. Первые полученные результаты говорят о том, что применение метода ЭМЗВП позволяет определять угол наклона тектонического нарушения и поляризующиеся объекты, предположительно связанные с рудной минерализацией, под плотными высокоомными породами, которые для большинства методов являются экранами.

Исследования выполнены в рамках проекта РФФИ-144504156.

[1] *Давыденко Ю.А.* Первый опыт применения технологии электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗВП) в рудной геофизике // Материалы 41-го Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Екатеринбург, 2014. С. 93–95.

[2] *Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Изох А.Э., Агатова А.Р., Котов А.Б.* Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). М.: Группа компаний A1 TIS, 2012.

[3] *Шульга В.В., Кочнев А.П.* Степень мигматизации пород ольхонской серии и ее отражение в физических полях (Приольхонье, Чернорудский полигон) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXI Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 73–75.

[4] *Шульга В.В.* Шидинская зона мигматизации (Приольхонье, Западное Прибайкалье) // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2006. Т. 26, № 2–2. С. 19–20.

ВРЕМЕННАЯ СМЕНА ИСТОЧНИКОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ГРАНИЦЕ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО И САЯНО-МОНГОЛЬСКОГО РАСПЛАВНЫХ ДОМЕНОВ

С.В. Рассказов, **, И.С. Чувашова*, ***

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, rassk@crust.irk.ru
*Иркутск, Иркутский государственный университет

По данным сейсмической томографии S-волн в Центральной Азии различаются Забайкальский (глубина 200–410 км) и Саяно-Монгольский (глубина 50–200 км) низкоскоростные расплавные домены **[2]**. Во временном интервале начала среднего миоцена (16–14 млн лет назад) на вулканических полях Забайкальского домена были представлены высоко-Mg лавы. На разных территориях максимальные содержания MgO составляли в лавах от 14.0 до 17.1 мас. %. Адиабатическое поднятие материала с подошвы домена обеспечивало потенциальную температуру в этом домене 1280–1370 °С (минимальные оценки), которая определялась нижней границей конвектирующей системы 410 км. Температурный интервал оценивается по ликвидусной температуре кристаллизации оливина исходя из предположения о безводном составе магм по двум уравнениям: T (°C)=1056.6+17.34×MgO и T (°C)=1000+20×MgO, соответственно **[1, 5]**. На вулканических полях Саяно-Монгольского домена содержания MgO в лавах среднего миоцена не превышали 10 мас. %. Адиабатическое поднятие материала создавало условия сравнительно низкой потенциальной температуры в этом домене (до 1230 °С) (минимальные оценки), определявшейся нижней границей конвекции 200 км.

Пограничное положение между доменами занимает Восточный Хангай и Орхон-Селенгинская седловина. На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb фигуративные точки позднекайнозойских лав центральной части Восточного Хангая образуют комплементарный ряд смещения относительно мантийного направления в сторону корового компонента с повышенным Th/Yb и в сторону остаточного мантийного компонента с повышенным Ta/Yb. Тренд фигуративных точек лав Орхон-Селенгинской седловины протягивается параллельно мантийному направлению с общим смещением в сторону повышения Ta/Yb. Выявляется латеральное преобразование материала мантийного источника слэбового типа с максимальным результирующим эффектом под Орхон-Селенгинской седловиной **[3]**.

Во временном интервале 15.5–7.4 млн лет назад в Орхон-Селенгинской седловине извергались высоко-К лавы Угей-Нурского поля, а в последние 2 млн лет – высоко-К лавы Селенгинского поля. В промежуточном временном интервале 7.1–2.8 млн лет назад извергались умеренно-К лавы Нижнеорхонского и Хануйского вулканических полей. В начальных лавах Угей-Нурского поля содержания MgO не превышали 7.2 мас. %, в лавах промежуточного временного интервала Нижнеорхонского и Хануйского полей – не превышали 8.0 мас. % и резко возрастали в финальных лавах Селенгинского поля (до 12.8 мас. %). Магнезиальное число $Mg\# = 100\times Mg/(Mg+Fe^{2+})$, а. к. при Fe^{3+}=0.15 в лавах Угей-Нурского, Нижнеорхонского и Хануйского полей не превышало 62, в лавах Селенгинского поля составляло 60–74. Временная смена состава отразила повышение потенциальной температуры в конвектирующей мантии от 1140 до 1280 °С (минимальные оценки). Снижение начального отношения изотопов Sr в лавах Селенгинского поля, по отношению к составу изотопов Sr предшествующих лав, излившихся на территории Орхон-Селенгинской седловины, свидетельствует о кардинальной смене магматических источников, произошедшей около 2 млн лет назад **[3, 4]**.

Выявляется существенный тектонотермальный контраст в среднемиоценовой динамике Забайкальского и Саяно-Монгольского расплавных доменов, обусловленный разной глубиной конвективных процессов. Домены отделялись друг от друга плотной высокоскоростной слэбовой перемычкой, частично нарушенной около 2 млн лет с проявлением тенденции латерального распространения высокотемпературных процессов глубокого Забайкальского расплавного домена к западу, в область менее глубокого Саяно-Монгольского домена.

В моделях эволюции Земли в качестве одного из эффективных геодинамических механизмов принималось лавинное обрушение слэбов в нижнюю мантию **[6, 7]**. Предполагалось возникновение слэбовых лавин вследствие избыточного накопления субдуцированного океанического материала в ее средней части (переходной зоне 410–660 км). Обратный восходящий горячий поток из нижней мантии отражался в высокой потенциальной температуре плавления вышележащей верхней мантии. Лавиноподобный механизм, по-видимому, проявился в резком возрастании потенциальной мантийной температуры в пограничной зоне Саянского и Забайкальского доменов вследствие обратного движения горячего материала, возникшего при обрушении на уровень Забайкальского домена плотного материала междоменной перемычки.

Исследования выполнены при подержке РФФИ, проект № 14-05-31328.

[1] *Кутолин В.А.* К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава // Геология и геофизика. 1966. № 11. С. 42–51.

[2] *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М. и др.* Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // ДАН. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.

[3] *Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др.* Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 351 с.

[4] *Чувашова И.С.* Конвективная гомогенизация верхней мантии в Азии: феноменология источников новейшего вулканизма в Саяно-Монгольском низкоскоростном домене // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2013. Т. 6, № 2. С. 187–198.

[5] *Arndt N., Lesher C.M., Barnes S.J.* Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 458 p.

[6] *Machetel P., Humler E.* High mantle temperature during Cretaceous avalanche // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 208. P. 125–133.

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

ДЕТРИТОВЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb LA-ICPMS ДАТИРОВАНИЯ

Л.З. Резницкий, В.П. Ковач**, С.А. Сасим***, И.Г. Бараш*, К-Л. Ван****, Й. Изука*****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, garry@crust.irk.ru
**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
***Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
****Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика

Тункинский террейн как самостоятельная тектоническая структура выделен при составлении геодинамической карты восточного сегмента Палеоазиатского океана **[1]**. Террейн включает метаморфическую толщу, ранее относимую к аллохтону в покровно-складчатом сооружении Тункинских гольцов Восточного Саяна **[2]**. Толща разделена на две свиты, различающиеся по количественному соотношению ведущих литотипов, – уртагольскую (метатерригенные породы и метавулканиты, подчиненная роль карбонатных пород) и перекрывающую ее толтинскую (ведущая роль карбонатных пород и метавулканитов, небольшая роль терригенных пород). Общая мощность толщи оценивается в 2–2.5 тыс. м; значительная ее часть надвинута на Тувино-Монгольский массив, т.е. представляет собой аллохтон. По геохимическим данным для метавулканитов (метабазальты – метаандезиты) палеогеодинамические условия их становления в наибольшей степени отвечают обстановкам задугового бассейна **[3]**. Временной период накопления толщи по находкам проблематичной микрофауны оценивался диапазоном от ордовика до силура или нижнего девона **[1]**. В настоящее время верхний возрастной предел ограничен нижним ордовиком – временем проявления охватывающего толщу зонального метаморфизма и возрастом прорывающих постколлизионных интрузий гранитоидов **[4, 5]**.

Для оценки нижней временной границы накопления толщ террейна и реконструкции вероятных областей сноса для терригенных пород выполнены U-Pb LA-ICPMS исследования детритовых цирконов. Измерения проводились в Институте наук о Земле, Академия Синика, Тайпей, Тайвань. Для выделения циркона были отобраны две пробы (по 20–25 кг) из толтинской свиты в разных зонах метаморфизма: проба ТК-789 – биотит-гранатовые гнейсы со ставролитом и фибролитом и проба ТК-792 – хлорит-серицитовые карбонатсодержащие сланцы. Для статистической обработки использовались цирконы с конкордантными возрастами (степень дискордантности не более 3 %, в большинстве – до 2 %). Подавляющее большинство кристаллов характеризуется отчетливой контрастной осцилляционной зональностью, типичной для цирконов магматического генезиса.

Конкордантные возрасты цирконов из пробы биотит-гранатового гнейса (72 определения по 70 зернам) распределились на три кластера: 763–1033 млн лет (44 зерна, или 65 %), 1840–2171 млн лет (10 зерен) и 2430–2692 млн лет (14 зерен). Кроме того, получены значения возраста 2.95 и 3.23 млрд лет (каждое по одному зерну). В первом кластере резко выделяется пик с возрастом приблизительно 818 млн лет (около 30 зерен) и значительно более слабый с возрастом около 1027 млн лет (для интервала 1012–1033 млн лет). Во втором кластере выражен пик 2047 млн лет, а в третьем – 2688 млн лет.

Цирконы из хлорит-серицитового сланца (98 определений в 96 зернах) разделились на три подобных кластера – 826–1024 (54 зерна, или 55 %), 1960–2161, 2361–2741 млн лет и одно зерно – 3.2 млрд лет. Но, в отличие от биотит-гранатового гнейса, в первом кластере наиболее сильно выражен пик с возрастом 1054 млн лет и два слабо разделенных пика с возрастом около 847 и 932 млн лет. Во втором кластере проявлен отчетливый пик с возрастом 2011 млн лет, а третий распадается на несколько слабо разделенных пиков, из которых заметнее всего выражены максимумы 2501 и 2681 млн лет.

Как следует из приведенных данных, все исследованные цирконы оказались докембрийскими с верхней возрастной границей 764±17 млн лет. Временной уровень 760–780 млн лет,

таким образом, можно считать доказанным нижним возрастным пределом для протолитов метатерригенных пород Тункинского террейна или, во всяком случае, для толтинской свиты. Не исключено, что и фактический возраст протолита (осадкообразования) близок указанным значениям, т.е. середине неопротерозоя, но не палеозою. В этом отношении показательны результаты исследований детритовых цирконов Джидинского террейна, для которого по достаточно надежным палеонтологическим данным установлен раннекембрийский возраст седиментогенеза. Серия «молодых» цирконов здесь начинается с 575–578 млн лет и выделяются пики 580–581 и 630–640 млн лет **[6]**, которых нет среди тункинских цирконов. Но возможно, что более «молодые» источники не попали в область сноса.

Возможным источником докембрийских цирконов в ближайшем окружении (в современных координатах и геологической ситуации) мог быть южный выступ фундамента Сибирской платформы или гетерогенный (неопротерозой–архей) фундамент Тувино-Монгольского массива (палеомикроконтинента). Первый вариант представляется маловероятным по причине отсутствия цирконов с возрастом 1.8–1.9 млрд лет из пород, наиболее распространенных в южном выступе фундамента платформы. В формировании неопротерозойской части фундамента палеомикроконтинента выделяется два этапа: раннебайкальский – развитие Дунжугурской островной дуги (предположительно 900–1000 млн лет) и позднебайкальский – Дзабхан-Сархойский вулканический пояс и Шишхидская островная дуга (~750–800 млн лет) **[7, 8]**. Оба этапа четко фиксируются количественно преобладающими детритовыми цирконами Тункинского террейна. Источниками архейских цирконов могли быть породы Гарганской глыбы **[9]**. Но следует учесть, что неопротерозойские детритовые цирконы с возрастом от 750–800 до 900–950 млн лет хорошо фиксируются во всех исследованных террейнах (Хамардабанском, Джидинском, Икатском, Западно-Сангиленском) и чехле Тувино-Монгольского массива **[6, 10–13]**, что свидетельствует о существовании в прошлом единых крупных региональных источников неопротерозойского возраста.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-45-04019).

[1] *Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О.* Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 29–41.

[2] *Боос Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.

[3] *Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г.* Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 1013–1024.

[4] *Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.* Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2007. Т. 414, № 4. С. 518–522.

[5] *Резницкий Л.З., Травин А.В., Беличенко В.Г., Школьник С.И., Бараш И.Г., Летникова Е.Ф.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст полифациального метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ Тункинских гольцов (Восточный Саян) // ДАН. 2013. Т. 448, № 6. С. 684–688.

[6] *Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г., Ван К.-Л., Чун С.-Л., Джан Б.-М.* Источники сноса терригенных пород Джидинского островодужного террейна по данным U-Pb LA-ICPMS датирования детритовых цирконов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 194–195.

[7] *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 7. С. 875–895.

[8] *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские вулканические дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 1. С. 45–57.

[9] *Анисимова И.В., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий И.В., Резницкий Л.З., Ефремов С.Д., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М.* Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): Результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИП Каталкина, 2009. Т. I. С. 34–35.

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

[11] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В.* Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 1. С. 3–25.

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

[13] *Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Беличенко В.Г., Прошенкин А.И., Geng H., Вещева С.В., Левин А.В.* U-Pb датирование методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений вендкембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян) // ДАН. 2014. № 4. С. 452–455.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРОЕНИЮ, ВОЗРАСТУ И СОСТАВУ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ ТУВЫ

С.Н. Руднев, П.А. Серов**, В.Ю. Киселева**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rudnev@igm.nsc.ru
**Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, mozay@nm.ru

Геохронологические и петрогеохимические исследования батолитов Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и Западной Монголии свидетельствуют, что они, как правило, полихронные **[1]** и образованы интрузивными ассоциациями различных этапов эволюции регионов. Наиболее представительными в этом отношении являются раннепалеозойские гранитоидные батолиты, расположенные в раннекаледонских структурах Восточной Тувы (Каахемский, Восточно-Таннуольский, Хамсаринский, Бийхемский), АССО.

Раннепалеозойские интрузивные образования, участвующие в строении батолитов Восточной Тувы, ранее объединялись в составе таннуольского габбро-гранитного комплекса раннего-среднего кембрия. Наиболее детально этот комплекс был изучен в центральной и западной частях Каахемского батолита. В составе Восточно-Таннуольского батолита таннуольский комплекс в настоящее время изучен фрагментарно на отдельных опорных участках **[1]**. Проведенные детальные исследования позволили существенно пересмотреть бытующие ранее взгляды на природу образования и разнообразие таннуольских гранитоидов (модель магматического замещения), их вещественный состав, время формирования и формационную принадлежность. Геологические и минералого-петрографические исследования показали, что основной объем этих батолитов сложен диорит-тоналит-плагиогранитными и гранодиорит-гранитными ассоциациями. Геохронологические данные (U-Pb и Ar-Ar методы), полученные при изучении диорит-плагиогранитоидных и гранодиорит-гранитных ассоциациий в составе Каахемского и Восточно-Таннуолького батолитов, выявили более длительную и сложную историю развития магматизма в этих магматических ареалах **[1–4]**. Установлено, что становление диорит-тоналит-плагиогранитоидных ассоциаций в этих магматических ареалах происходило в диапазоне возрастов от 562 до 450 млн лет на двух геодинамических этапах развития региона: островодужный – 562–518 млн лет и аккреционно-коллизионный – 480–450 млн лет. При этом габброидные ассоциации, участвующие в строении этих батолитов, так же как и гранитоиды, проявились на нескольких возрастных уровнях и всегда являются более ранними. Выделяются следующие возрастные уровни формирования габброидных и габбро-монцодиоритовых комплексов: островодужный этап – 539 млн лет, аккреционно-коллизионный этап – 512, 484 и 449 млн лет **[1, 4–6]**. Вместе с тем также было установлено, что плагиогранитоидные ассоциации островодужного и аккреционно-коллизионного этапов существенно отличаются друг от друга по вещественному составу и условиям выплавления исходных для них расплавов. По содержанию петрогенных и редкоземельных элементов среди них выделяются плагиогранитоидные ассоциации высоко- и низкоглиноземистого типа **[1]**. Высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации формировались путем частичного плавления метабазитов N-MORB-типа при *P>15* кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом либо при погружении океанической плиты в зону субдукции, либо путем плавления метабазитов в основании утолщенной коры при коллизии. Формирование исходных расплавов для низкоглиноземистых плагиогранитов островодужного и аккреционно-коллизионного этапов происходило за счет частичного плавления метабазитов при *P 3–8* кбар в равновесии с амфиболсодержащим реститом **[1]**. Плагиограниты низкоглиноземистого типа в составе Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов проявились на всех возрастных уровнях и существенно преобладают по площади распространения над высокоглиноземистыми плагиогранитоидными ассоциациями, в то время как высокоглиноземистые плагиогранитоиды наблюдались только в составе Байсютского массива (Каахемский батолит) на возрастном уровне 474 млн лет **[1]**. Обращают на себя внимание некоторые различия во времени и масштабах формирования плагиогранитоидов аккреционно-коллизионного этапа

развития в Восточной Туве, с одной стороны, и сопредельных регионов АССО (Западный Саян, Кузнецкий Алатау) и Западной Монголии – с другой. Если в Северо-Саянской зоне Западного Саяна, Кузнецком Алатау и Озерной зоне Западной Монголии становление основного объема плагиоранитоидов высоко- и низкоглиноземистого типа прослеживается на ранних этапах аккреционно-коллизионных процессов от 511 до 494 млн лет **[1, 7]**, то в Восточной Туве, несмотря на общность характера развития плагиогранитоидного магматизма и огромные масштабы их развития в составе Каахемского и Восточно-Таннуолького батолитов, они проявились позднее (480–450 млн лет **[1]**). Для выяснения этого обстоятельства были проведены дополнительные геохронологические, петрогеохимические и изотопные исследования плагиогранитоидных ассоциаций аккреционно-коллизионного этапа развития, участвующих в строении этих гранитоидных батолитов.

В составе Каахемского батолита были изучены плагиограниты Терактыг-Чедерского массива, а также диориты, тоналиты и плагиограниты Караосского и Тапсинского массивов, в составе Восточно-Таннуольского батолита – тоналиты и плагиограниты Хольожинского массива. Результаты U-Pb изотопного датирования по циркону (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) показали, что породы этих массивов имеют следующий возраст: плагиограниты Терактыг-Чедерского массива – 499±5 млн лет, плагиограниты Караосского массива – 490±3 млн лет, тоналиты Тапсинского массива – 486±4 млн лет, плагиограниты Хольожинского массива – 471±3 млн лет.

Результаты петрогеохимических и изотопно-геохимических (Sr-Nd) исследований свидетельствуют, что интрузивные образования вышеуказанных массивов относятся к плагиогранитоидам различного петрогеохимического типа. По характеру распределения спектров редких и редкоземельных элементов, содержанию Al_2O_3, Yb, Y и Sr и индикаторным отношениям $(La/Yb)_N$ породы Терактыг-Чедерского массива относятся к плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа. Они характеризуются положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$=+6.2, Nd модельным возрастом ($T_{Nd}DM$), равным 0.73 млрд лет, и низкими изотопными отношениями изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0.7040). Интрузивные образования Караосского массива также относятся к плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа и характеризуются положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$=+5.7, позднерифейским Nd модельным возрастом ($T_{Nd}(DM)$=0.77 млрд лет) и низкими изотопными отношениями изотопов стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0.7042). В целом можно отметить, что интрузивные образования Терактыг-Чедерского и Караосского массивов по возрасту, петрогеохимическим и изотопным характеристиам практически не отличаются друг от друга, что, вероятнее всего, указывает на близкие по составу магмогенерирующие субстраты. Полученные по этим массивам Sr-Nd изотопные данные, в совокупности с геохимическими характеристиками пород, свидетельствуют о преимущественно мантийном (метабазитовом) источнике исходных для них расплавов и некоторой добавке в область магмогенерации древнего корового материала. Следует добавить, что высокоглиноземистые плагиогранитоиды Байсютского массива, наблюдаемые в составе Каахемского батолита и условно объединяемые ранее вместе с породами Терехтыг-Чедерского массива в одну ассоциацию на основе сходства вещественного состава, следует уже рассматривать в качестве самостоятельной магматической ассоциации (комплекса), вследствие того, что они формировались значительно позднее (474±4 млн лет) и имеют существенно более низкие значения $\varepsilon_{Nd}(T)$=+3.9, более древний Nd модельный возраст ($T_{Nd}DM$=0.90 млрд лет) и изотопные отношения стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, равные 0.7042 **[1]**.

Интрузивные образования Тапсинского массива, несмотря на близкое время формирования с плагиогранитоидами Терехтыг-Чедерского и Караосского массивов, по вещественному составу существенно отличаются от них. По содержанию Yb, Eu, Al_2O_3, отношениям Sr/Y и графикам распределения РЗЭ диориты, тоналиты и плагиограниты Тапсинского массива относятся к плагиогранитам низкоглиноземистого типа. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований свидетельствуют, что породы Тапсинского массива характеризуются пониженными относительно деплетированной мантии значениями ε_{Nd} (+5.3), позднерифейским Nd модельным возрастом ($T_{Nd}(DM)$=0.79 млрд лет) и низкими изотопными отношениями стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.7043). Полученные Sr-Nd изотопные данные, с учетом геохимических характеристик пород диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации Тапсинского массива, указывают преимущественно на мантийный (метабазитовый) состав источника исходных для них расплавов и прогрессирующей добавки древней коровой компоненты в область магмогенерации.

Тоналиты и плагиограниты Хольожинского массива, участвующие в строении Восточно-Таннуольского батолита, так же как и породы Терактыг-Чедерского и Караосского массива, по петрогеохимическим параметрам относятся к плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа. Они отличаются друг от друга не только временем формирования пород, как это было показано выше, но и изотопными характеристиками. Породы Хольожинского массива характеризуются более высокими положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$=+7.8, близкими к деплетированной мантии, Nd модельным возрастом ($T_{Nd}(DM)$, равным 0.57 млрд лет, и низкими изотопными отношениями стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.7041). В целом, полученные Sr-Nd изотопные данные, в совокупности с геохимическими характеристиками пород тоналит-плагиогранитной ассоциации Хольожинского массива, свидетельствуют о преимущественно мантийном источнике исходных для них расплавов при подчиненной добавке древнего корового материала. Обращает на себя внимание тот факт, что породы Хольожинского, несмотря на то, что они имеют близкий изотопный возраст (471±3 млн лет) с высокоглиноземистыми плагиогранитоидами Байсютского массива (474±4 млн лет), обнаруживают существенные различия по изотопным характеристикам. Как уже упоминалось ранее, породы Байсютского массива имеют существенно более низкие значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ и $T_{Nd}(DM)$. Выявленные различия в изотопных характеристиках плагиогранитоидов одного возрастного уровня могут быть вызваны несколькими причинами. С одной стороны, это может указывать на существенно различные по составу метабазитовые субстраты, содержащие изначально в различных объемных соотношениях древний коровый (вероятно, осадочный) материал, вовлеченный в плавление еще на уровне магмогенерации в низах коллизионного сооружения. С другой стороны, это может быть связано с процессами контаминации уже выплавившегося из метабазитов плагиогранитного расплава с различными по составу породами, содержащими более высокую долю древнего корового (осадочного) материала, при подъеме этого расплава в более верхние горизонты коллизионного сооружения. Но для выяснения этого обстоятельства требуются более детальные петрогеохимические и изотопные исследования.

Таким образом, проведенные дополнительные исследования плагиогранитоидов Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы, на примере Терактыг-Чедерского, Караосского, Тапсинского и Хольожинского массивов, с учетом ранее полученных данных, позволили выявить более сложную и длительную историю развития гранитоидного магматизма на аккреционно-коллизионной стадии эволюции региона. Анализ имеющихся **[1]** и новых данных показывает, что формирование плагиогранитоидных ассоциаций на аккреционно-коллизионной стадии прослеживается в диапазоне от 500 до 450 млн лет. Выявленный возрастной диапазон формирования плагиогранитоидов, в целом, сопоставляется со временем становления плагиогранитоидов аккреционно-коллизионной стадии в других сопредельных регионах АССО и Озерной зоны Западной Монголии (511–468 млн лет). Вместе с тем результаты петрогеохимических исследований изученных массивов позволили выделить среди них плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типа. При этом было установлено, что плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа наиболее широко проявились на ранних стадиях аккреционно-коллизионных (500–471 млн лет) процессов, а на более поздних стадиях не обнаруживаются. В этом отношении они имеют определенное сходство с Горной Шорией, Кузнецким Алатау и Озерной зоной, где на ранних стадиях аккреционно-коллизионных процессов также широкое развитие получили плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа (505–494 млн лет) **[1]**.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №№ 13-05-00381), Президиума СО РАН (интеграционный проект № 7.10.2).

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

[2] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И. и др.* Возраст постколлизионного магматизма каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // ДАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 514–517.

[3] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В. и др.* О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1999. Т. 7, № 6. С. 631–643.

[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 геохимиче-

ских, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 649–665.

[5] *Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.* Петрология ордовикских коллизионных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1075–1091.

[6] *Сугоракова А.М.* Сводка результатов новейших геохронологических исследований магматических образований на территории Тувы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 205–207.

[7] *Коваленко В.И., Ярмолюк 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.

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СВИНЦА ГРАНИТОИДОВ В ГЕРЦИНИДАХ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.М. Саватенков, В.В. Ярмолюк**, А.М. Козловский**, З.Б. Смирнова**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru
**Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, yarm@igem.ru

Нами были изучены изотопные характеристики свинца в постаккреционных гранитах, расположенных в пределах герцинского домена Центрально-Азиатского складчатого пояса в юго-западной части Монголии. Формирование гранитных комплексов происходило в два этапа **[6]**. В ходе раннего этапа (348–329 млн лет) сформировались гранитоиды умеренной щелочности в обстановке активной континентальной окраины АКО. В ходе следующего (рифтогенного) этапа (320–284 млн лет) происходило формирование массивов преимущественно щелочных гранитов.

Данные изотопного состава свинца в гранитоидах герцинского пояса вынесены на диаграмму в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ (рисунок). Был проведен сравнительный анализ между группами гранитов, выделенных по тектонической принадлежности, – гранитов АКО раннего этапа и щелочных гранитов последующего рифтогенного этапа, а также по пространственной принадлежности. По своему пространственному положению в пределах герцинид юго-западной части Монголии были выделены гранитоиды осевой части (хребет Эдренгийн-Нуру), краевой части (области, примыкающие к хребту Эдренгийн-Нуру с севера – хребет Сумэн-Хайрхан и юга) и гранитоиды переходной области, примыкающей с юга к Главному Монгольскому линиаменту, разделяющему пояса герцинид и поздних каледонид. Граниты первого и второго этапов не проявляют какого-либо систематического различия между собой в изотопных характеристиках неодима и свинца. По пространственному положению гранитоиды осевой части герцинид и примыкающих к ней областей характеризуются близкими значениями ε_{Nd}, варьирующимися в интервале +5.5…+7.7. На диаграмме в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ данные для гранитоидов осевой части герцинид образуют компактную группу точек, указывая на однородность изотопного состава свинца, характерную для этой области. Вместе с тем, данные для гранитоидов прилегающих областей образуют на диаграмме область, имеющую вытянутую субгоризонтальную форму. Такое распределение точек обусловлено перераспределением свинца между полевыми шпатами и сосуществующими минералами с высоким содержанием радиогенного свинца (монацит, апатит, темноцветные минералы) в ходе поздних постмагматических процессов.

Гранитоиды переходной области характеризуются пониженными значениями ε_{Nd} относительно гранитоидов осевой части герцинид (+3.4…+4.4), объясняемыми присутствием фрагментов более древнего корового вещества, поступавшего в область магмогенерации с каледонского террейна в ходе аккреционных процессов **[6]**. На диаграмме в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ данные для гранитоидов переходной зоны смещены в область радиогенных свинцов, отражая, как и в случае неодимовых изотопных характеристик, наличие древнекорового компонента.

Изотопные характеристики свинца в гранитоидах осевой части герцинид отражают особенности корогенерирующего источника верхней мантии. Хорошая согласованность между собой изотопных данных по свинцу, полученных для различных гранитных массивов осевой зоны герцинид, позволяет охарактеризовать изотопный состав свинца в ювенильной герцинской коре: $^{206}Pb/^{204}Pb$=17.982, $^{207}Pb/^{204}Pb$=15.488, $^{208}Pb/^{204}Pb$=37.677. Состав свинца в герцинидах, отвечающий среднему возрасту постаккреционных гранитов (рисунок), хорошо аппроксимируется двустадийной моделью эволюции свинца Дж. Стейси и Дж. Крамерса **[5]**. Принимая во внимание тот факт, что, согласно особенностям изотопного состава неодима, источник герцинид не является чисто мантийным, а, согласно **[6]**, несет в себе долю корового компонента,

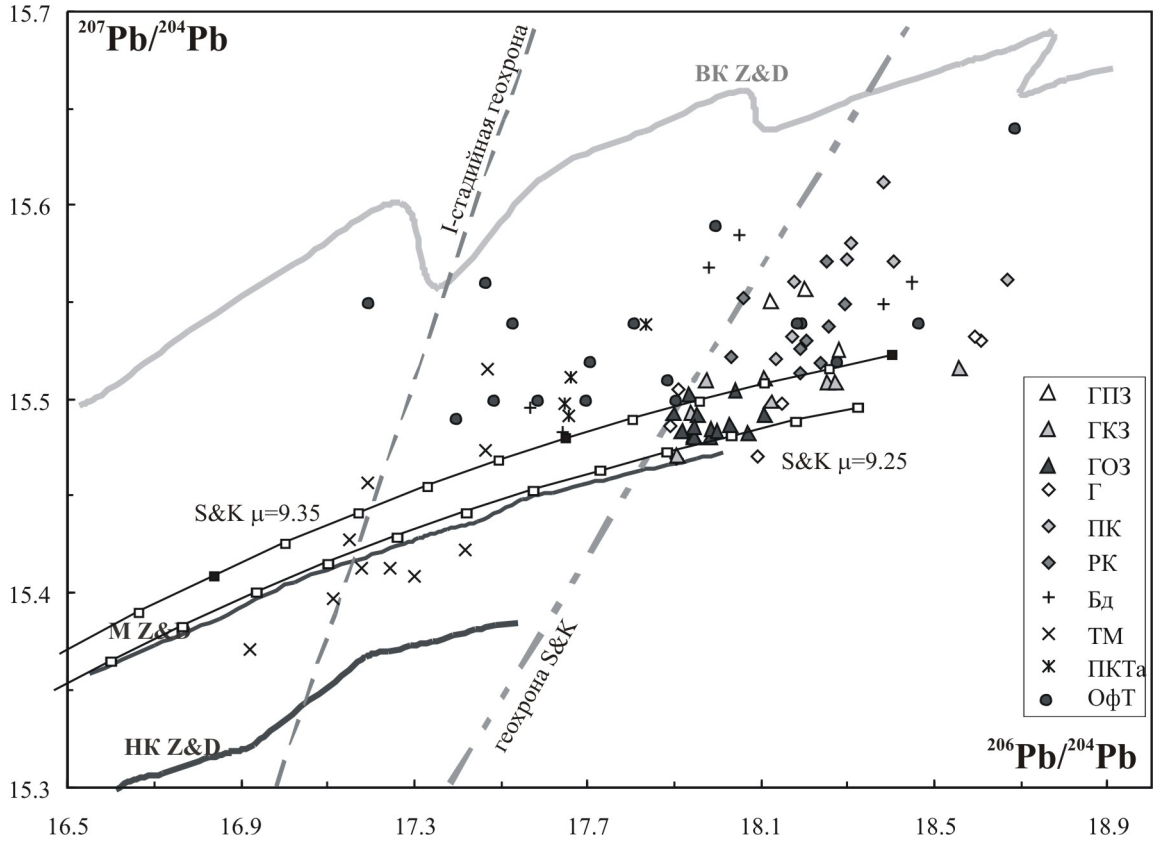


Диаграмма в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$. Новые данные для постаккреционных гранитоидов: ГПЗ – герциниды переходной зоны, ГКЗ – герциниды краевой зоны, ГОЗ – герциниды осевой зоны. Данные для гранитов Монголии **[1, 2]**: Г – герциниды, ПК – поздние каледониды, РК – ранние каледониды, Бд – Байдарикский блок, ТМ – Тувино-Монгольский блок, ПКТ – поздние каледониды обрамления Тувино-Монгольского блока, ОфТ – офиолиты обрамления Тувино-Монгольского блока **[4]**. ВК Z&D, М Z&D и НК Z&D – модельные линии эволюции верхней коры, мантии и нижней коры согласно **[3]**. Линии с квадратиками – линии эволюции изотопного состава свинца согласно двустадийной модели Дж. Стейси и Дж. Крамерса **[5]** для различных значений μ. Линии геохрон для одно- и двустадийной модели отвечают возрасту 4.56–0.32 и 3.7–0.32 млрд лет соответственно.

изотопный состав свинца в источнике герцинид также представляет собой смесь, по крайней мере, двух компонентов – мантийного и древнекорового. Данные для пород осевой зоны герцинид (рисунок) отвечают параметру μ, согласно модели Дж. Стейси и Дж. Крамерса – 9.25, что заметно ниже величины μ, предложенной для верхней мантии Центрально-Азиатского региона Дж. Пфандером с соавторами – 9.35 **[4]**.

Сравнительный анализ полученных данных об изотопных характеристиках свинца в корогенерирующей мантии и имеющихся данных об изотопных характеристиках свинца в различных доменах Монголии и Тувы **[1, 2]** (рисунок) показывает, что изотопный состав свинца в постаккреционных гранитах герцинского и каледонского террейнов Монголии определяется участием двух компонентов: ювенильного – мантийного и древнего, преимущественно верхнекорового. Верхнекоровые характеристики свинца терригенного компонента в гранитоидах складчатых областей объясняются тем, что древнекоровый компонент попадал в область магмогенерации островодужных комплексов за счет сноса осадков с более древних террейнов. Нижнекоровый компонент выявляется по изотопным характеристикам свинца только в позднеи постколлизионных гранитах в пределах блоков докембрийской континентальной коры – Тувино-Монгольского и, в меньшей степени, Байдарикского.

Работа проведена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№ 14-05-00642-а и 13-05-00082-а).

[1] *Неймарк Л.А., Немчин А.А., Амелин Ю.А. и др.* Проблема существования древней континентальной коры в основании складчатых поясов Монголии по изотопно-геохимическим данным // Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб., 1993. С. 194–206.

[2] *Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К., Ковач В.П., Сергеева Н.А.* Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17, № 6. С. 613–622.

[3] *Doe B.R., Zartman R.E.* Plumbotectonics, the Phanerozoic // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: Wiley Interscience, 1979. P. 22–70.

[4] *Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kroener A., Todt W.* Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 154–174.

[5] *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.

[6] *Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M., Kovach V.P. и др.* Crust-forming processes in the hercynides of the Central Asian Foldbelt // Petrology. 2008. V. 16, № 7. P. 679–709.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (МЕТОД LA-ICP-MS) И ^{40}AR-^{39}AR ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРБОНАТИТОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова*, Е.П. Базарова*, А.В. Иванов*, В.С. Каменецкий***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vsavel@crust.irk.ru
**Hobart, Australia, School of Earth Sciences, University of Tasmania

После завершения становления структуры Сибирского кратона в интервале 1.87–1.84 млрд лет его южная часть на протяжении около 1 млрд лет, согласно **[1]**, развивалась в режиме стабильной внутриконтинентальной области. Нами в южной части Байкальского краевого выступа кратона (Западное Прибайкалье) обнаружены ранее не известные здесь проявления карбонатитоподобных пород **[2]**, в связи с чем были выполнены новые изотопно-геохронологические исследования.

Южная часть Байкальского выступа сложена зонально-метаморфизованными вулканогенно-терригенными породами сарминской серии PR_1, интрудированными гранитами (возраст 1.86–1.91 млн лет), дайками диабазов и небольшими телами перидотитов. Карбонатные дайки (70–95 % карбоната) выявлены в пределах блока пород амфиболитовой фации. Преобладают дайки, сложенные доломит-анкеритом (FeO=5.4–14 мас. %); кальцит отсутствует или находится в резко подчиненном количестве. Они содержат также биотит (Mg# 0.58–0.94), магнезиорибекит, эгирин, кварц, микроклин, акцессорные магнетит, рутил, армалколит, апатит, монацит, ксенотим, пирохлор, торит, циркон, бадделеит, барит и сульфиды. Дайки второго типа сложены кальцитом (до 1.4 мас. % SrO), второстепенные минералы представлены доломитом и биотитом (Mg# 0.53–0.85); акцессорные – апатитом, магнетитом, ильменитом, рутилом, монацитом, цирконом, бадделеитом, ксенотимом, пиритом. В породах обоих типов установлены сильно варьирующиеся содержания (мас. %) FeO* (4–20), TiO_2 (0.1–6.0), P_2O_5 (0.1–9.0), SiO_2 (3–26), повышенные K_2O (до 2.5), а также высокие содержания (средние, г/т) F (3800–4200), Nb (224–253), Zr (270–480), Th (65–214), TR_{Ce} (1000–1200), Ba (1023–1217), V (200–294), Zn (97–200), Sr (1170–1270), Y (65–89), Ta (7). Петрографический и химический составы пород, изотопный состав C и O в карбонатах ($\delta^{13}C$ (PDB) от –4.5 до –3 ‰; $\delta^{18}O$ (SMOW) 11.9–14.1 ‰), форма и расположение тел, ассоциация со щелочными метасоматитами позволяют отнести их к карбонатитам линейно-трещинного типа.

Возраст пород определялся U-Pb датированием магматического апатита в университете Тасмании (Хобарт, Австралия) на масс-спектрометре Agilent 7500cs с индуктивно связанной плазмой и лазерной приставкой Coherent с длиной волны излучения 193 нм, энергией в импульсе 35 мДж, с плотностью потока 2 Дж/см^2, частотой повторения импульсов 5 Гц и диаметром пятна абляции 32 мкм. При анализе были использованы первичный стандарт апатит Otter Lake **[3, 4]** и два вторичных стандарта апатита (Mt McClure и Kovdor **[3, 5, 6]**) для контроля качества анализа. Все стандарты были анализированы при тех же условиях, что и изучаемые образцы. Поправки для $^{207}Pb/^{206}Pb$ отношения были рассчитаны с использованием стандарта NIST610 **[7]**, который анализировался в начале, в конце и в середине сессии. При анализе измерялись изотопы ^{31}P, ^{43}Ca, ^{56}Fe, ^{140}Ce, ^{202}Hg, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th и ^{238}U. Расчет производился по методике, описанной в **[3, 8]**. Апатит выделен из трех проб кальцит-доломитового карбонатита и трех проб доломит-анкеритовых карбонатитов; по нижнему пересечению дискордии с конкордией получены значения возраста, соответственно, 972±21 млн лет и 929±37 млн лет; значения, полученные по верхнему пересечению, не имеют геологического смысла (рис. 1). Дополнительно ^{40}Ar-^{39}Ar методом был продатирован биотит из кальцит-доломитового карбонатита. Анализ выполнен в ИЗК СО РАН с использованием масс-спектрометра ARGUS VI. Плавление проб осуществлялось методом ступенчатого нагрева в печи двойного вакуума от 450 до 1220 °C. Измерения выполнены по двум аликвотам. Значения возраста рассчитаны относительно стандарта BERN4M с присвоенным ему возрастом 18.885±0.097 млн лет, что позволяет

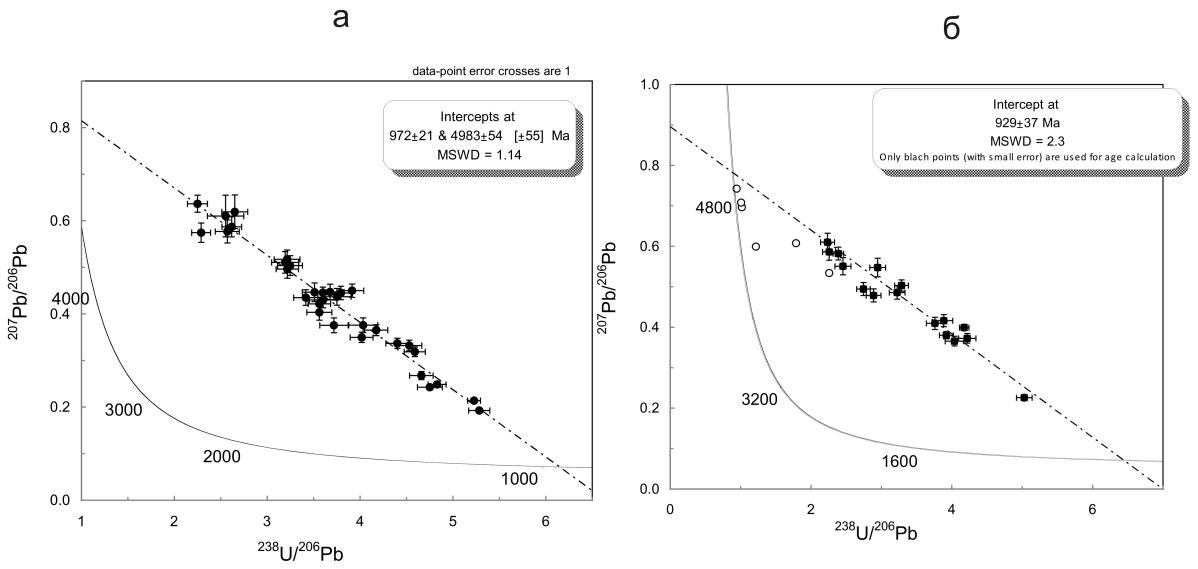


Рис. 1. Диаграммы с конкордией для апатитов из кальцит-доломитового (*а*) и доломит-анкеритовых (*б*) карбонатитов.

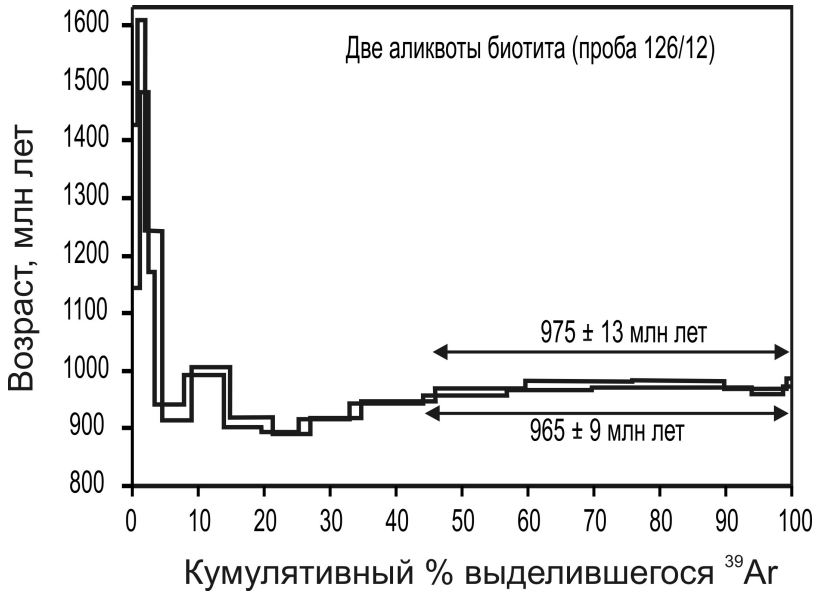


Рис. 2. ^{40}Ar-^{39}Ar возрастные спектры для биотита из кальцит-доломитового карбонатита.

согласовать U-Pb и ^{40}Ar-^{39}Ar датировки **[9]**. Результаты подтверждают значения, полученные U-Pb методом по апатиту (рис. 2).

Полученные для карбонатитов Западного Прибайкалья значения возраста отличаются от значений, полученных для других комплексов карбонатитов окраины Сибирского кратона (в основном 670–630 млн лет **[10]**). Предполагается, что формирование карбонатитов в пределах Байкальского выступа Сибирского кратона отражает самые ранние стадии неопротерозойского этапа растяжения континентальной литосферы, завершившегося в позднем рифее расколом Лавразии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-12025) и Австралийского комитета по науке (грант DP130100257).

[1] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У.* Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28–41.

[2] *Савельева В.Б., Базарова Е.П., Данилов Б.С.* Новые проявления карбонатитоподобных пород в Западном Прибайкалье // ДАН. 2014 (в печати).

[3] *Chew D.M., Sylvester P.J., Tubrett M.N.* U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS // Chemical Geology. 2011. V. 280. P. 200–216.

[4] *Barfod G.H., Krogstad E.J., Frei R., de Albarä F.* Lu-Hf and PbSL geochronology of apatites from Proterozoic terranes: A first look at Lu-Hf isotopic closure in metamorphic apatite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. P. 1847–1859.

[5] *Schoene B., Bowring S.A.* U-Pb systematics of the McClure Mountain syenite: Thermochronological constraints on the age of the $^{40}Ar/^{39}Ar$ standard MMhb // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 151. P. 615–630.

[6] *Amelin Y., Zaitsev A.N.* Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. P. 2399–2419.

[7] *Baker J., Peate D., Waight T., Meyzen C.* Pb isotopic analysis of standards and samples using a Pb-207-Pb-204 double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 275–303.

[8] *Meffre S., Large R. R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M.* Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. P. 2377–2391.

[9] *Renne P.R., Balco, G., Ludwig K.R., Mundil R., Min K.* Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on "Joint determination of ^{40}K decay constant and $^{40}Ar^*/^{40}K$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology" by P.R. Renne et al. (2010) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2011. V. 75. P. 5097–5100.

[10] *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.

СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ПЕРИФЕРИЙНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ (ТЕРРИТОРИЯ МОНГОЛИИ)

В.А. Саньков **, А.В. Парфеевец*, А.И. Мирошниченко*, А.В. Саньков**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sankov@crust.irk.ru
**Иркутск, Иркутский государственный университет

Зона коллизионного взаимодействия Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит характеризуется высоким уровнем современной сейсмической активности, снижающейся с юга на север в соответствии с распределением современных деформаций литосферы. В ее периферийной части дифференциация территорий по уровню современных горизонтальных деформаций достаточно велика – различия достигают одного порядка **[1, 2]**. Распределение активных разломов в пределах территории Монголии также весьма неоднородно. Так, горные сооружения Монгольского и Гобийского Алтая, Прихубсугулья, обрамление Хангайского поднятия характеризуются весьма плотными сетями протяженных разломов, контролирующих проявления сильных и катастрофических землетрясений. Как правило, это системы разломов, ограничивающие крупные древние блоки литосферы. Закономерности сегментации этих зон и напряженно-деформированного состояния в их пределах могут быть рассмотрены на примерах Долиноозерского и Северо-Хангайского сдвигов. Такие сейсмогенерирующие структуры могут быть отнесены к типу линейно концентрированных. С высокой долей вероятности возникновение сильнейших (характеристических) землетрясений и их повторяемость контролируются скоростью относительного движения контактирующих блоков земной коры. Современная сейсмичность также характеризуется линейным расположением концентраций эпицентров землетрясений, часто представляющих собой зоны проявления афтершоков сильных сейсмических событий.

Как внутри, так и в краевой части зоны повышенных деформаций в Западной и Центральной Монголии выделяются кластерные сейсмогенерирующие структуры, которые представляют собой совокупность пространственно сближенных активных разломов, имеющих схожие закономерности кинематики и расположения в поле тектонических напряжений, а также зоны сочленения разломов. Возникновение таких кластеров связано с локальным повышением уровня тектонических деформаций или снижением прочностных свойств в блоках земной коры, а их расположение и простирание отдельных элементов определяются локальными структурными неоднородностями. Ярким примером кластерной сейсмогенерирующей структуры является Орхон-Тольский кластер активных разломов, включающий как составной элемент сейсмодислокации Могодского землетрясения 1967 г. (M=7.0), наряду с целой серией субпараллельных активных разломов взбросо-сдвигового типа северо-западного и субмеридионального простирания. Кластеры активных сбросов обнаруживаются в пределах Восточного Хангая, а взбросов и сдвигов – на его восточном склоне. Кластеры активных разломов характерны также для Хэнтейского поднятия. Формирование очагов сильных землетрясений в кластерах контролируется, по-видимому, уровнем напряженного состояния и особенностями взаимодействия разломов в кластере. Современная сейсмическая активность в кластерной сейсмогенерирующей структуре на исследуемой территории часто представлена афтершоками сильных сейсмических событий и характеризуется общим повышенным фоном рассеянной сейсмичности.

Спорадические единичные сейсмогенерирующие структуры являются атрибутом областей с пониженными скоростями современных деформаций и наблюдаются во внутренних областях крупных блоков земной коры, таких как Хангайское поднятие, а также в пределах Амурской литосферной плиты. Наиболее ярким примером такой сейсмогенерирующей структуры является Дыренский разлом северо-западного простирания, к которому приурочены палеосейсмодислокация и эпицентральная зона одноименного сильного землетрясения 1998 г. (M=5.5). На территории Восточного Забайкалья такая структура обнаружена нами в северном

борту Урулюнгуйской впадины (Кличкинская сейсмодислокация). Спорадическое проявление сильных землетрясений в пределах слабодеформируемых блоков на фоне слабой фоновой сейсмической активности может объясняться как локальными факторами изменения напряженно-деформированного состояния или локального снижения прочности, так и триггерным воздействием глобальных процессов на предварительно напряженную метастабильную литосферу **[3]**. Заметим, что Амурская литосферная плита, как и Восточный Хангай, характеризуется относительно пониженной толщиной литосферы и повышенной мощностью астеносферного слоя **[4, 5]**, что повышает вероятность проявления разного рода эндогенной активности, например спорадических продвижений глубинных флюидов, присутствие которых существенно снижает прочность среды.

Три выделенные типа сейсмогенерирующих структур пространственно совмещаются в области наиболее активного деформирования литосферы в западной части исследуемого региона. По мере продвижения в восточном направлении линейно концентрированные сейсмогенерирующие структуры проявляются все слабее, уступая место кластерным, которые, в свою очередь, практически исчезают на территории Амурской плиты, где сейсмоактивные разломы отмечаются спорадически. Выявленные закономерности пространственного распределения и активности типов сейсмогенерирующих структур требуют, на наш взгляд, выработки новых подходов к оценке сейсмической опасности и прогнозу землетрясений на территории Монголии.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01097) и проекта ОНЗ РАН № 7.7.

[1] *Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков 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. 1006–1017.

[2] *Calais E., Dong L., Wang M., Shen Z., Vergnolle M.* Continental deformation in Asia from a combined GPS solution // Geophysical Research Letters. 2006. V. 33. L24319. doi:10.1029/2006GL028433.

[3] *Шерман С.И.* Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 11. С. 8–21.

[4] *Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж.* Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.

[5] *Кожевников В.М., Соловей О.А.* Трехмерная модель мантии Центральной Азии по данным фазовых скоростей волн Рэлея // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 30–39.

ГЕНЕЗИС UHP ТИТАН-КЛИНОГУМИТОВЫХ ГРАНАТИТОВ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН) ПО МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.Ю. Селятицкий

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

Изучены минералого-геохимические особенности гранатитов, залегающих совместно с эклогитами среди алмазоносных гнейсов и сланцев около оз. Кумды-Коль в Кокчетавской коллизионной зоне Северного Казахстана. Рассмотрены две точки зрения на происхождение этих пород.

Гранатиты отличаются от мантийных ультрабазитов по валовому и редкоэлементному составу – обеднены MgO, Cr и Ni и обогащены FeO, TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, Zr, Y, Nb и редкоземельными элементами (РЗЭ) **[1, 2]**. По преобладающим химическим компонентам в валовом составе кокчетавские существенно гранатовые ультрабазиты относятся к Fe-Ti типу, в то время как типичные мантийные гранатовые ультрабазиты относятся к Mg-Cr типу **[2]**. Содержание граната в породах достигает 85 об. %. Другие породообразующие минералы: оливин и титан-клиногумит. Во всех образцах в качестве акцессорных минералов присутствуют апатит и ильменит.

Необычный состав гранатитов является следствием особых условий при их образовании. Японские геологи считали, что титан-клиногумитовые гранатиты Кокчетавского массива являются уникальным реликтом мантийно-корового взаимодействия в ходе континентальной субдукции на глубины до 200 км **[3]**. Образование гранатитов они связывали с процессами метасоматоза их протолита во время субдукции в результате реакции Mg-Cr гранатовых перидотитов мантийного клина с Ti-содержащими флюидами, отделившимися от субдуцированного литосферного слэба **[3]**. По нашему мнению, протолиты этих пород могли иметь коровое происхождение и претерпеть существенные химические изменения в земной коре еще до начала субдукции **[1]**.

Оценки уровня концентраций РЗЭ в минералах, а также соотношений между их содержаниями являются чувствительными показателями при изучении процессов минералообразования и широко применяются для решения вопросов петрогенезиса различных пород. Образование акцессорного апатита в породах является важным процессом в природных системах, так как он может концентрировать в своей структуре значительную (от валового содержания в породе) долю таких важных редких элементов, как U, Th, Sr и РЗЭ **[4]**. В связи с этим методом LA-ICP-MS в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск) нами изучено распределение редкоземельных элементов в гранатах и апатитах кумдыкольских UHP гранатитов, чтобы получить подтверждение одной из версий их происхождения.

В гранатовых ультрабазитах (в т.ч. гранатитах) HP-UHP коллизионных зон гранаты обладают практически одинаковой формой РЗЭ-спектров, которая характеризуется постепенным плавным возрастанием концентраций РЗЭ от легких к тяжелым, по данным **[5–9]**. Гранаты из кокчетавских UHP гранатитов по распределению РЗЭ имеют ряд существенных отличий: 1) они обладают более высокими концентрациями средних и тяжелых РЗЭ: 9–41 и 12–50 хондритовых величин, соответственно, в то время как в гранатах мантийных ультрабазитов эти величины составляют для средних РЗЭ – 0.5–10.0 (реже до 20), для тяжелых РЗЭ – 4–30 (редко до 43) хондритовых величин **[5–8, 10]**; для граната из мантийных гранатитов острова Отрой в Западной Норвегии **[7]** концентрация Yb составляет 15.8–21.0, Er – 11.6–14.5, Dy – 6.9–8.0 хондритовых величин, в то время как в исследуемых гранатах Кокчетава эти значения составляют 12.8–44.1, 13.8–33.8, 16.7–35.9 хондритовых величин, соответственно; 2) они имеют иную форму редкоземельных спектров, характеризующуюся практически субгоризонтальным (платообразным от Sm до Lu) распределением хондрит-нормированных значений средних и тяжелых РЗЭ с резким обеднением к Ce и La; в области средних и тяжелых РЗЭ форма РЗЭ-спектров гранатов полностью повторяет форму редкоземельных спектров самих пород; 3) редкоземельные спек-

тры кокчетавских гранатов осложнены Eu минимумом (значение Eu/Eu^*=0.40–0.78), что вообще не характерно для гранатов из ультраосновных пород. Кроме того, кокчетавские гранаты по сравнению с гранатами мантийных ультрабазитов обогащены такими элементами, как P, Zr, Hf, U, V, содержат меньше Sc, Co, V и значительно обеднены Cr.

РЗЭ-спектры апатита исследуемых гранатитов имеют крутой отрицательный наклон, с сильным обогащением легкими РЗЭ (от 440 до 1140 хондритовых уровней для элементов от La до Sm) и обеднением тяжелыми (до 1–2 хондритовых уровней для Lu). Для апатита, так же как и для граната, характерен Eu минимум (Eu/Eu^*=0.38–0.47).

По данным O'Reilly S.Y. с соавторами **[11]**, именно апатит является главным минеральным контейнером РЗЭ и LILE (таких, как U, Th, Sr) в условиях мантии; вхождение в высоких концентрациях многих редких элементов в апатит мантийных пород означает, что даже очень незначительное его количество может оказывать значительный эффект на редкоэлементный бюджет породы, а конкретные геохимические особенности апатита могут также являться критерием метасоматического преобразования мантийных пород **[11]**. Апатиты из мантийных перидотитов образуют две генетические группы **[11]**: 1) «лерцолитовые апатиты-А», представляющие собой продукт мантийного метасоматоза перидотитов, и 2) «магматические апатиты-Б», которые ассоциируют с жильными мантийными HP породами (застывшими на мантийной глубине расплавами). По геохимическим характеристикам исследованные кокчетавские апатиты не могут быть отнесены к мантийным, поскольку имеют существенно иные интервалы концентраций таких элементов, как РЗЭ, Th, Nb, Sr, Ba, Y, Zr, и иные индикаторные отношения между ними (напр. Th/U, La_n/Nd_n, Nd_n/Lu_n, Sr/Y, Sr/Ce, Ce/Th); они также сильнее фракционированы по редкоземельным элементам ($Nd_n/(Lu_n$=596–981), чем мантийные апатиты (общее для двух групп: Nd_n/Lu_n=27–66, одно значение 172); РЗЭ-спектры обладают Eu минимумом, также не характерным для апатитов мантийного генезиса. Напротив, отрицательная Eu аномалия широко распространена в апатитах из многих коровых магматических пород, таких как габброиды, сиениты, диориты, граниты **[9, 4]**.

Полученные данные противоречат предположению **[3]**, что кумдыкольские гранатиты представляют собой метасоматизированные перидотиты мантийного клина. По-видимому, протолитами титанклиногумитовых гранатитов Кокчетавского массива могли быть те же базитовые породы, что и для кумдыкольских эклогитов, только интенсивно метасоматизированные в земной коре еще до субдукции и UHP метаморфизма; результатом такого корового метасоматоза явились существенно хлоритовые породы, имеющие ультраосновной состав **[1]**. Отрицательная Eu аномалия подтверждает коровое происхождение предшественников кокчетавских гранатитов – Eu минимум описан в гранатах из гранатитов корового генезиса, образованных при умеренных давлениях (7–10 кбар) в зоне Ивреа-Вербано, Северо-Западные Альпы **[12]**, которые имеют более высокие концентрации РЗЭ, но такую же платообразную (от Sm до Lu) форму РЗЭ-спектров, что и гранат в кокчетавских UHP гранатитах. Значение Eu/Eu* в первых составляет 0.28–0.75, в последних – 0.40–0.78. Гранаты из пород Ивреа-Вербано имеют такие же низкие концентрации Cr и V, что и гранат в кокчетавских гранатитах, а также близкие концентрации Zr и Sc **[12]**.

Полученные данные могут быть применены для использования состава граната и апатита как геохимических индикаторов для различия «коровых» и мантийных гранатовых ультрабазитов в коллизионных зонах.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ОНЗ № 9.

[1] *Реверматто В.В., Селятицкий А.Ю.* Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология. 2005. Т. 13, № 6. С. 564–591.

[2] *Реверматто 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.

[3] *Muko A., Okamoto K., Yoshioka N. et al.* The Diamond-Bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan. Petrochemistry and Tectonic Evolution of an Unique Ultrahigh-Pressure Metamorphic Terrane // Frontiers Science. Ser. № 38. Tokyo: Universal Acad. Press, 2002. P. 343–359.

[4] *Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L. et al.* Apatite trace-element composition: relationship to source rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. V. 76. P. 45–69.

[5] *Beyer E.E., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* Transformation of Archaean lithospheric mantle by refertilisation: evidence from exposed peridotites in Westarn Gneiis Region, Norway // Journal Petrology. 2006. V. 47. P. 1611–1636.

[6] *Scambelluri M., Hermann J., Morten L., Rampone E.* Melt- versus fluid-induced metasomatism in spinel to garnet wedge peridotites (Ulten Zone, Eastern Italian Alps): clues from trace element and Li abundances // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 151. P. 372–394.

[7] *Spengler D., van Roermund H.L.M., Drury M.R. et al.* Deep origin and hot melting of an Archaean orogenic peridotite massif in Norway // Nature. 2006. V. 440. P. 913–917.

[8] *Zhang Z.M., Dong X., Liou J.G. et al.* Metasomatism of garnet peridotite from Jiangzhuang, southern Sulu UHP belt: constraints on the interactions between crust and mantle rocks during subduction of continental lithosphere // Journal of Metamorphic Geology. 2011. V. 29. P. 917–937.

[9] *Lesnov F.P.* Rare Earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals: minor and accessory minerals. London: Taylor and Francis Group, 2012. 313 p.

[10] *Zhang R.Y., Pan Y.M., Yang Y.H. et al.* Chemical composition and ultrahigh-P metamorphism of garnet peridotites from the Sulu UHP terrane, China: investigation of major, trace elements and Hf isotopes of minerals // Chemical Geology. 2008. V. 255. P. 250–264.

[11] *O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle // Lithos. 2000. V. 53. P. 217–232.

[12] *Rivalenti G., Mazzucchelli M., Barbiery M.A. et al.* Garnetite-forming processes in the deep crust: the Val Fiorina case study (Ivrea-Verbano zone, NW Alps // European Journal of Mineralogy. 1997 V. 9. P. 1053–1071.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМИНА «ПЕРИДОТИТ» В ОТНОШЕНИИ «КОРОВЫХ» UHP УЛЬТРАБАЗИТОВ Fe-Ti ТИПА

А.Ю. Селятицкий

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

Ультраосновные гранатсодержащие породы представляют собой распространенный компонент многих коллизионных зон (террейнов) сверхвысоких давлений (UHP), среди которых Западный гнейсовый регион в Норвегии, террейн Даби-Сулу в Восточном Китае, Богемский массив в Европе, пояс Санбагава в Японии, Кокчетавский массив в Северном Казахстане, Западные и Восточные Альпы, Индонезия и др. **[1]**. Эти ультраосновные породы могут быть источником важной петротектонической информации, касающейся континентальной субдукции, коллизии и эксгумации литосферных блоков, а также взаимодействия флюид – порода на границе субдуцирующего слэба с мантийным клином **[2–7]**.

По данным **[3]**, гранатовые перидотиты UHP коллизионных зон по генетическому признаку могут быть разделены на две крупные группы: мантийные (Mg-Cr тип) и «коровые» (Fe-Ti тип). Широко распространенные мантийные перидотиты представляют собой тектонические фрагменты реститовой мантии, внедренные в глубокопогруженную литосферу при субдукции. Они сохранили геохимические признаки пород, имеющих мантийное происхождение, и характеризуются высокими концентрациями MgO, низкими FeO и Al_2O_3, относительно богаты такими редкими элементами, как Cr и Ni и бедны РЗЭ, Zr, Y и Nb **[8–10]**.

«Коровые» перидотиты сходны с мантийными по минеральному составу, однако заметно отличаются от них геохимически: характеризуются пониженными содержаниями MgO, Cr, Ni и повышенными содержаниями FeO, TiO_2, Al_2O_3, обогащены Zr, Y, Nb, РЗЭ **[8, 11–15]**. По всей вероятности, такие породы происходят из доколлизионных ультрабазит-базитовых предшественников низких давлений, первоначально находившихся в земной коре, а затем при субдукции вместе с корой погруженных в мантию **[3, 11, 12, 14]**. До метаморфизма сверхвысоких давлений их протолиты могли претерпеть интенсивные метасоматические преобразования **[12–14]**. Из-за нетипичного для ультрабазитов химического состава и сложной геологической истории «коровые» перидотиты можно считать уникальными образованиями.

Ультрабазиты Fe-Ti типа происходят из магматических предшественников, но имеют достаточно сложную и длительную историю развития, включающую метасоматоз протолитов и их метаморфизм во время субдукции. Это вызывает формальные сложности и споры в отношении термина «перидотит» применительно к таким породам. Тем не менее эти породы имеют ультраосновной состав и на TAS-диаграмме классифицируются как перидотиты. Согласно рекомендациям подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук **[16]**, плутонические ультраосновные породы классифицируются на основе модального содержания слагающих их минералов. Рассматриваемые здесь «коровые» ультрабазиты чаще всего не отличаются от мантийных перидотитов петрографически. Как правило, это богатые оливином породы с ромбическим и моноклинным пироксенами **[11–13]**, но с более высоким объемным содержанием граната и/или шпинели, поэтому на основе минерального состава эти породы могут быть названы *гранатовыми* или *шпинелевыми перидотитами*. По минералогическим и текстурно-структурным признакам их сложно отличить от мантийных перидотитов. Вероятно поэтому эти породы в зарубежных исследованиях были названы именно *перидотитами* **[11-13]**.

К этому следует добавить, что систематика пород иногда допускает использование не совсем правильного, но подходящего по смыслу термина. Так, например, те же мантийные ультрабазиты не могут в полной мере быть названы перидотитами, поскольку они представляют собой реститовую часть, оставшуюся от плавления мантии на ранних этапах развития Земли. Однако Петрографический комитет Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук Академии наук СССР допускал использование термина «перидотит» для таких мантийных

ультрабазитов – во введении к монографии «Магматические горные породы. Том 5: Ультраосновные породы» можно прочитать: «…многие глубинные ультрабазиты, в том числе и издавна определяющие «лицо» этой группы пород альпинотипные гипербазиты, строго говоря, нельзя считать собственно магматическими образованиями, поскольку они не кристаллизовались непосредственно из расплава. …Однако трудно было бы представить себе книгу «Ультраосновные породы» без описания ультрабазитов офиолитовых комплексов, перидотитов океана, ксенолитов ультрабазитов в базальтах и кимберлитах и т.д. Поэтому руководствуясь прочно укоренившейся традицией и учитывая то, что глубинные ультрабазиты возникают все же в ходе магматического процесса (частичного плавления), мы включили их характеристику в настоящую монографию». Есть и другие допущения, упомянутые в той же монографии далее **[17, с. 4, абзац 2]**.

В зарубежной литературе такие мантийные реститы – гранатовые перидотиты Mg-Cr типа, широко встречающиеся в коллизионных зонах сверхвысоких давлений, рассматриваются в рамках проблемы UHP метаморфизма **[1–7, 18–20]**, поскольку эти мантийные породы очень часто несут в себе признаки деформаций, минеральной перекристаллизации, мантийного метаморфизма и метасоматоза. Однако они продолжают называться перидотитами.

Таким образом, терминология даже наиболее широко распространенных (мантийных, альпинотипных) перидотитов основана на некоторых допущениях, поскольку их минеральный и петрохимический состав остается преимущественно магматическим, но процессы, которым они были длительное время подвержены, являются в значительной степени метаморфическими и/или метасоматическими, поэтому, основываясь на вышеприведенных соображениях, считаем возможным использование термина «перидотит» в отношении ультраосновных пород Fe-Ti типа, имеющих изначально коровую природу, со сложной геолого-петрологической историей магматических протолитов.

[1] *Liou J.G., Ernst W.G., Zhang R.Y., Tsujimori T., Jahn B.M.* Ultrahigh-pressure minerals and metamorphic terranes – The view from China // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. V. 35. P. 199–231.

[2] *Coleman R.G., Wang X.* Overview of the geology and tectonics of UHPM // Ultrahigh pressure metamorphism. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. P. 1–32.

[3] *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.

[4] *Van Roermund H.L.M., Drury M.R., Barnhoorn A., de Ronde A.A.* Super-silicic garnet microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep (>6 GPa) origin // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V. 18. P. 135–147.

[5] *Zheng J.P., Zhang R.Y., Griffin W.L., Liou J.G., O'Reilly S.Y.* Heterogeneous and metasomatized mantle recorded by trace elements in minerals of the Donghai garnet peridotites, Sulu UHP terrane, China // Chemical Geology. 2005. V. 221. P. 243–259.

[6] *Zheng J.P., Sun M., Griffin W.L., Zhou M.F., Zhao G.C., Robinson P., Tang H.Y., Zhang Z.H.* 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.

[7] *Kadarusman A., Parkinson C.D.* Petrology and P-T evolution of garnet peridotites from central Sulawesi, Indonesia // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V. 18. P. 193–209.

[8] *Ernst W.G.* Petrochemical study of lherzolitic rocks from the Western Alps // Journal of Petrology. 1978. V. 19. P. 341–392.

[9] *McDonough W.F., Frey F.A.* Rare earth elements in upper mantle rocks // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 1989. V. 21. P. 99–145.

[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] *Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A.* The Petrogenesis of constraining Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bulletin de Minéralogie. 1983. V. 106. P. 727–750.

[12] *Zhang R.Y., Liou J.G.* Dual origin of garnet peridotites of Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China // Episodes. 1998. V. 21. P. 229–234.

[13] *Zhang R.Y., Liou J.G., Yang J.S., Yui T.-F.* Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V. 18. P. 149–166.

[14] *Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.* Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология. 2005. Т. 13, № 6. С. 564–591.

[15] *Селятицкий А.Ю.* Шпинель-антофиллитовые породы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 5. С. 511–520.

[16] *Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов*: Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.

[17] *Магматические горные породы*. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1988. 505 с.

[18] Zheng J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Yang J., Li T., Zhang M., Zhang R.Y., Liou J.G. Mineral chemistry of peridotites from paleozoic, mesozoic and cenozoic lithosphere: constraints on mantle evolution beneath eastern China // Journal of Petrology. 2006. V. 47, № 11. P. 2233–2256.

[19] *Malaspina N., Poli S., Fumagalli P.* The oxidation state of metasomatized mantle wedge: insights from C-O-H-bearing garnet peridotite // Journal of Petrology. 2009. V. 50, № 8. P. 1533–1552.

[20] *Ye K., Song Y.R., Chen Y., Xu H.J., Liu J.B., Sun M.* Multistage metamorphism of orogenic garnet-lherzolite from Zhimafang, Sulu UHP terrane, E. China: Implications for mantle wedge convection during progressive oceanic and continental subduction // Lithos. 2009. V. 109. P. 155–175.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЗИИ ПО ДАННЫМ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ ВОЛН РЭЛЕЯ

А.И. Середкина, В.М. Кожевников, О.А. Соловей

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

Целью данной работы является изучение горизонтальных неоднородностей коры и верхней мантии Азии методом поверхностно-волновой томографии. Область исследования включает в себя Сибирскую платформу, Западно-Сибирскую плиту, структуры Монголо-Охотского складчатого пояса, платформы Восточного и Юго-Восточного Китая, бассейны окраинных морей (Охотского и Японского), высокогорные сооружения Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша, а также плато Тибет с его горным обрамлением.

Исследование строения земной коры и верхней мантии было выполнено на основании представительной выборки дисперсионных кривых групповых скоростей основной моды волн Рэлея для более чем 3200 сейсмических трасс, пересекающих Азиатский континент в различных направлениях. Карты распределений групповых скоростей в диапазоне периодов от 10 до 250 с рассчитаны методом двумерной томографии для случая сферической поверхности **[1, 2]**. Разрешение результатов картирования оценивалось путем вычисления эффективного радиуса осреднения. При этом наилучшее разрешение получено для центральной части области исследования, на периферии значения эффективного радиуса осреднения несколько выше. Кроме того, необходимо отметить закономерное ухудшение разрешения с увеличением периода.

Анализ распределений групповых скоростей для отдельных периодов позволяет получить общие представления о крупномасштабных горизонтальных неоднородностях глубинного строения. Так, на полученных картах хорошо выражены низкоскоростные аномалии под Тибетом, а также в районах высокогорных сооружений Южной Сибири и Западной Монголии, в то время как платформенные регионы характеризуются более высокими значениями групповых скоростей.

Для более детального исследования региона и определения глубины залегания выявленных неоднородностей были составлены карты распределения скоростей поперечных сейсмических волн (*S*-волн). С этой целью по результатам картирования в заданных точках области исследования были рассчитаны дисперсионные кривые групповых скоростей (локальные дисперсионные кривые). Расчет параметров моделей среды, удовлетворяющих локальным дисперсионным кривым, осуществлялся с помощью минимизации невязок между теоретическими и экспериментальными значениями групповых скоростей методом сопряженных градиентов. Исходя из рассматриваемого диапазона периодов колебаний, глубинность метода близка к 700 км. В качестве исходной была принята модель среды с двумя плоскопараллельными слоями коры (3 для Тибета) и 11 слоями мантии с линейным нарастанием скорости с глубиной на полупространстве. Варьируемыми параметрами служили скорости поперечных волн в слоях коры и мантии и мощности слоев коры. Начальные значения искомых величин были взяты из сферически симметричной модели PREM **[3]**.

В результате по рассчитанным скоростным разрезам были построены карты распределения вариаций скоростей относительно среднего скоростного разреза для глубин от 10 до 700 км. Анализ карт вариаций скоростей волн S позволяет заключить, что, как и в случае карт распределения групповых скоростей, строение мантии Азии как в горизонтальных направлениях, так и по вертикали характеризуется существенными неоднородностями.

Горизонтальные неоднородности в литосфере тесно связаны с геологическим строением области исследования. При этом в более глубоких этажах мантии таких связей не наблюдается. На глубине 50 км минимальными скоростями S-волн характеризуется плато Тибет. С увеличением глубины данная аномалия становится менее выраженной, в то время как более четко проявляется низкоскоростная аномалия под высокогорными сооружениями Южной Сибири и Западной Монголии. Кроме того, на глубине 50 км прослеживается локальный минимум скоро-

стей под Байкальской рифтовой зоной. В остальном диапазоне глубин Байкальский рифт характеризуется средними по отношению к другим рассматриваемым структурам скоростями поперечных волн. На глубинах 50–150 км низкие значения скоростей наблюдаются во всех бассейнах окраинных морей и прибрежных областях. Максимальные же значения скоростей на глубинах до 200 км включительно наблюдаются на севере области исследования: под Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой.

В более глубоких этажах мантии связи между глубинным и геологическим строением в явном виде не прослеживаются. На этих глубинах наблюдается сложное чередование низкоскоростных слоев с высокоскоростными слоями и включениями. Наиболее яркой особенностью распределений скоростей в интервале глубин 250–400 км является относительно узкая субмеридиональная область высоких скоростей, протягивающаяся через всю исследуемую область приблизительно вдоль 115-го меридиана. Как и следовало ожидать, с увеличением глубины мантия становится менее дифференцированной по скоростям, а сами значения вариаций скоростей поперечных волн не превышают ±3.5 %.

Таким образом, авторами на основании представительной выборки исходных данных были исследованы особенности глубинного строения верхней мантии Азии до глубин 700 км. Полученные результаты представляют значительный интерес для построения геодинамических моделей развития Азиатского континента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-31173) и интеграционного проекта ОНЗ №7.7.

[1] *Яновская Т.Б.* Развитие способов решения задач поверхностно-волновой томографии на основе метода Бэйкуса-Гильберта // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 11–26.

[2] *Yanovskaya T.B., Antonova L.M., Kozhevnikov V.M.* Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2000. V. 122. P. 19–32.

[3] *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary Reference Earth Model // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25. P. 297–356.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 17 ЯНВАРЯ 2014 Г. (M_w=4.3) НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

А.И. Середкина, В.И. Мельникова*, Н.А. Гилева**, Я.Б. Радзиминович**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, ale@crust.irk.ru
**Иркутск, Байкальский филиал ГС СО РАН, nagileva@crust.irk.ru

В последнее время значительно возрос интерес к изучению сейсмичности Сибирской платформы, традиционно считавшейся в тектоническом отношении малоактивной. Такие исследования чрезвычайно важны для оценки сейсмической опасности при строительстве экологически вредных производств, промышленных и гражданских объектов, а также при добыче полезных ископаемых. Особое значение сейсмологические данные имеют при рассмотрении территории, прилегающей к каскаду водохранилищ Ангарской системы гидроэлектростанций. Известно, что создание подобных грандиозных гидротехнических сооружений изменяет существовавшие здесь ранее природные условия и может нарушить равновесие в геологической среде.

В сложившейся ситуации каждое новое ощутимое землетрясение, произошедшее на платформе, требует повышенного внимания исследователей и является источником информации о природе подобных событий**.** Именно к таким событиям относится землетрясение 17 января 2014 г. в 7 ч 1 мин по Гринвичу (M_w=4.3), произошедшее в ранее асейсмичном районе среднего течения р. Ангары на Сибирской платформе (58.46° N, 101.84° E), в зоне возможного влияния двух крупных водохранилищ: Усть-Илимского и Богучанского. Целью работы является изучение возможных причин возникновения данного события.

Землетрясение 17 февраля 2014 г. было зарегистрировано 22 региональными (Δ=4°–11°) и удаленными станциями (Δ=7°–145°), которые располагались преимущественно в юго-восточном и юго-западном направлениях. Максимальный разброс в локализации эпицентра землетрясения, по данным мировых сейсмологических агентств, не превышает 40 км, а ненадежные оценки глубины гипоцентра составляют от 4 до 30 км **[1]**. Благодаря совместной инверсии амплитудных спектров поверхностных волн и знаков первых вступлений продольных волн на региональных станциях была уточнена глубина гипоцентра землетрясения h=6 *км*, рассчитаны скалярный сейсмический момент M_0=0.34 10^{16} *Н·м* и моментная магнитуда M_w=4.3. Решение механизма очага показало сдвиго-сброс с правосторонней компонентой смещения и параметрами плоскостей разрыва (STK, DP, SLIP): NP_1: 105°, 85°, –38°; NP_2: 199°, 52°, –174°.

Макросейсмические данные говорят о том, что землетрясение 17 января 2014 г. вызвало ощутимые колебания земной поверхности на расстояниях до ~300 км, при этом интенсивность сотрясений в пределах области ощутимости распределялась неравномерно и быстро снижалась по мере удаления от эпицентра землетрясения. Наибольшие макросейсмические эффекты отмечались в г. Усть-Илимске (Δ=67 км, I=4–5 баллов).

Рассмотрим геолого-геофизические предпосылки формирования очага землетрясения 17 января 2014 г. Несмотря на некоторую несогласованность скоростных моделей коры, полученных разными авторами **[2–4]**, нельзя игнорировать тот факт, что на всех разрезах очаг землетрясения приурочен к областям с резким изменением скоростных характеристик среды. С геологической точки зрения основанием для этого могут быть высокоскоростные трапповые интрузии, неравномерно распространенные в чехле Сибирской платформы и создающие плотностные неоднородности в коре **[5]**. При соответствующих условиях, в том числе и неравномерной литостатической нагрузке, которая может влиять на реологические свойства среды и прочность горных пород, такие неоднородности, вероятно, способствуют возникновению землетрясений. Похожие закономерности были выявлены ранее в ряде работ, направленных на анализ особенностей строения очаговых зон Муйского (M=7.6, 1957 г.) и Северо-Байкальского (M=6.6, 1917 г.) землетрясений на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны, а также Кемин-

ского (M=8.2, 1911 г.) и Верненского (M=7.3, 1911 г.) землетрясений в Северном Тянь-Шане **[6, 7]**. Данные сейсмические события по результатам глубинного сейсмического зондирования на *P*- и *S*-волнах и материалам геотермии располагались в зонах с достаточно сильными вариациями скоростей объемных волн (0.2 км/с), при этом анализ физико-механических моделей земной коры позволил авторам сделать заключение о связи положения гипоцентров с краями крупных тел, обладающих повышенными значениями упругих параметров.

Слабая интенсивность тектонических движений на Сибирской платформе и низкая сейсмическая активность создают определенные трудности в оценке особенностей напряженно-деформированного состояния земной коры этого района. Единичные определения фокальных механизмов землетрясений не решают эту проблему. Механизм очага рассматриваемого нами землетрясения 17 января 2014 г., так же как и механизмы других платформенных сейсмических событий, отражает конкретную сейсмотектоническую ситуацию в локальном объеме земной коры. В очаге сдвиговые смещения, сопровождавшиеся небольшой сбросовой компонентой, реализовались в плоскостях разрывов северо-западного или субмеридионального простирания. Известно, что в кровле кристаллического фундамента данного района существуют мелкомасштабные разломы аналогичной ориентации. По всей вероятности, разломная тектоника и плотностные неоднородности среды в области очага землетрясения создали особые, по сравнению с окружающей средой, условия для генерации и последующей разрядки здесь тектонических напряжений.

Затрагивая вопрос о возможной связи исследуемого землетрясения с заполнением Богучанского водохранилища (V=58.2 км^3, S=2326 км^2, максимальная ширина W=13 км) и влиянием Усть-Илимского водохранилища (V=59.4 км^3, S=1873 км^2, W=12 км), отметим, что возникновение индуцированных землетрясений, как правило, наблюдается вблизи водохранилищ. В нашем случае расстояние от эпицентра до первого водохранилища составляет ~160 км, до второго – ~115 км. При этом, согласно **[8],** в горизонтальном направлении области влияния Богучанского и Усть-Илимского водохранилищ составляют ~45.5 км и ~42 км соответственно (3–4 W) и не охватывают эпицентр рассматриваемого события.

Косвенным свидетельством в пользу естественной природы данного землетрясения является тот факт, что согласно линеаментно-доменной-фокальной модели зон ВОЗ источников землетрясений **[9]**, принятой для новой редакции карт общего сейсмического районирования ОСР-2012, эпицентральная область данного события характеризуется магнитудным потенциалом M_{max}=4.5, а максимальная интенсивность сотрясений для района Усть-Илимского водохранилища составляет V баллов с периодом повторяемости до 1000 лет и VI баллов с периодом повторяемости до 2500 лет. Следовательно, землетрясение 17 января 2014 г. (mb=4.6, M_w=4.3) не превысило предусмотренные картой ОСР-2012 пределы ни по наблюденной интенсивности сотрясений (IV–V баллов по шкале MSK-64), ни по значению магнитуды.

В результате проведенного исследования было установлено, что очаг землетрясения 17 января 2014 г. с Mw=4.3 приурочен к границе верхнепротерозойского осадочного комплекса и кровли докембрийского фундамента Сибирской платформы, о чем свидетельствует глубина гипоцентра и мощность осадочного слоя. Механизм очага показал, что при землетрясении в кристаллическом фундаменте активизировались мелкомасштабные разломы северо-западного и север–северо-восточного простирания. Концентрации и последующей разрядке здесь тектонических напряжений, вероятно, способствовало наличие скоростных неоднородностей в средней части земной коры. Полученные факты свидетельствуют о том, что, скорее всего, рассматриваемое землетрясение имело естественную природу и не связано с заполнением водохранилищ Ангарского каскада ГЭС.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-31173) и программы междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 111.

[1] *International Seismological Centre*, On-line Bulletin, http://www.isc.ac.uk.

[2] *Егоркин А.В.* Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 118–135.

[3] *Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrick G.N., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyov V.M.* Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from deep seismic sounding data // Tectonophysics. 2002. V. 351. P. 61–74.

[4] *Pavlenkova G.A., Priestley K., Cipar J.* 2D model of the crust and uppermost mantle along rift profile, Siberian craton // Tectonophysics. 2002. V. 355. P. 171–186.

[5] *Феоктистов Г.Д.* Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1978. 166 с.

[6] *Крылов С.В., Мишенькина З.Р., Кульчинский Ю.В., Тен Е.Н., Шелудько И.Ф.* Характеристика сейсмоактивной литосферы для северо-востока Байкальского региона по данным детальных работ методом ГСЗ на *P*- и *S*-волнах // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 110–119.

[7] *Крылов С.В., Тен Е.Н.* Прочностные и упругие свойства очаговых зон сильных землетрясений на участках Байкальского и Северо-Тянь-Шаньского регионов // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 2. С. 137–150.

[8] *Talwani P., Chen L., Gahalaut K.* Seismogenic permeability, k_s // Journal Geophysical Research. 2007. V. 112. № B7. B07039. doi:10.1007/2006JB004665.

[9] *Уломов В.И.* Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации – ОСР-2012 // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т.40, № 4. С. 5–20.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

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

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

Исследования последних лет позволили получить значительный объем новых данных о внутриплитном базальтовом магматизме, проявившемся не только в континентальных, но и в палеоокеанических структурах Тянь-Шаня. Среди континентальных ассоциаций наиболее детально нами были исследованы мел-палеогеновые внутриплитные базальтовые комплексы Северного, Центрального и Южного Тянь-Шаня **[4, 5, 7, 8]**. В случае палеоокеанических структур Тянь-Шаня интересные результаты получены в последнее время для внутриплитных базальтовых комплексов района хребта Атбаши, Южный Тянь-Шань **[3, 6]**.

Большой объем новой информации дает возможность рассмотреть особенности *мел-палеогенового базальтового магматизма Тянь-Шаня* в пространстве. Было установлено, что область проявления изученных базальтов ограничена практически идеальной окружностью с радиусом 240 км. Исследования показали, что внутри этого ареала существуют свои закономерности распределения петрохимических и геохимических характеристик расплавов.

Использование отношения K_2O/TiO_2, значения которого не зависят от фракционирования расплавов, позволило выяснить глубинную структуру мел-палеогенового Тянь-Шаньского плюма. Было установлено явное обогащение расплавов в центральной части рассматриваемого региона и довольно резкое падение K_2O/TiO_2 к периферии. Эти факты показывают зональность мел-палеогенового магматизма с максимальным развитием обогащенных расплавов в центре ареала, что свидетельствует о существовании центрального «канала» в виде наиболее проницаемой области, от которой происходило распространение магматизма. Необходимо также отметить, что центральная обогащенная область явно асимметрична с максимумом на северо-востоке.

Совершенно другую картину показывает распределение отношения FeO/MgO, значения которого характеризуют степень дифференциации расплавов. В данном случае минимальное фракционирование характерно для центральной части рассмотренного района. Максимумы FeO/MgO отмечены на северо- и юго-востоке, где значения K_2O/TiO_2 главным образом минимальны.

Фиксируется диаметрально противоположная по сравнению с FeO/MgO ситуация распределения индикаторного отношения редкоземельных элементов $(La/Yb)_N$. В восточной части рассмотренного района максимумы этого показателя практически идеально совпадают с минимумами значений FeO/MgO.

Таким образом, распределение по площади петрохимических и геохимических характеристик мел-палеогеновых базальтов свидетельствует, с одной стороны, о вполне ограниченном внутри округлой области проявлении Тянь-Шаньского плюма, обладающего определенной зональностью с наиболее обогащенными и наименее фракционированными расплавами в центральной части. С другой стороны, отдельные геохимические максимумы и минимумы показывают более сложное строение плюма с образованием в его верхней части локальных зон с различным характером магматических систем.

Проведены исследования палеозойских *палеоокеанических базальтовых комплексов* в структурах Южного Тянь-Шаня, включающего Атбашинский и Джангыджерский хребты и содержащего офиолитовые ассоциации, свидетельствующие о существовании древнего океанического бассейна. В западной части Атбашинского хребта основное внимание было уделено силлам в районе р. Ташрабат. В центральной части Атбашинского хребта (ур. Сарыбулак) исследовались базальтовые породы, входящие в состав офиолитовой ассоциации хребта Атбаши **[2]**. В

западной части Джангыджерского хребта (фактически на восточном продолжении Атбашинского хребта) нами были изучены базальтовые комплексы в районе р. Кайнар.

С учетом значительной степени преобразований палеозойских базальтовых пород Южного Тянь-Шаня особое значение приобретает анализ сохранившихся первичных магматогенных клинопироксенов, составы которых равновесны с расплавом и, следовательно, являются источником важной генетической информации. Полученные данные по клинопироксенам свидетельствуют, во-первых, о сходстве базальтовых магматических систем Ташрабата и Кайнара и, во-вторых, о сложной палеогеодинамической обстановке их проявления, отличающейся от типичных ситуаций, как океанических (срединно-океанические хребты, внутриплитные окенические острова, островные дуги, океанические плато), так и континентальных (внутриплитный магматизм долгоживущих мантийных струй и платобазальтовый магматизм) областей. Составы клинопироксенов указывают на субщелочной и щелочной характер расплавов, значительно обогащенных титаном, что говорит о влиянии глубинного мантийного плюма. Для района р. Кайнар устанавливается эволюция расплавов во времени: от примитивных (MORB) до существенно обогащенных (OIB) магматических систем.

Совершенно новую информацию о магматических системах, сформировавших палеозойские базальтовые комплексы Южного Тянь-Шаня, удалось получить благодаря изучению редкоэлементного состава клинопироксенов с помощью ионного зонда. В целом, результаты анализов пироксенов на ионном зонде свидетельствуют об обогащенном характере расплавов, близких по особенностям распределения редких и редкоземельных элементов к внутриплитным плюмовым магматическим системам типа OIB. В то же время существуют и примитивные расплавы, ассоциирующие по значениям микроэлементов к минералам из базальтов типа N-MORB.

В связи с тем, что из-за значительной степени вторичных преобразований базальтов центральной части хр. Атбаши (ур. Сарыбулак) нам не удалось обнаружить в них первичные клинопироксены, для выяснения наиболее полной картины формирования палеозойских базальтовых комплексов Южного Тянь-Шаня были использованы оригинальные данные по петрохимии и геохимии микроэлементов, полученные нами для всех трех эталонных районов.

Петрохимический анализ показал, что по соотношениям $TiO_2 – K_2O$ и $TiO_2 – FeO/MgO$ эффузивы ур. Сарыбулак, обладая умеренными содержаниями титана, соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов. В то же время базальтовые породы Ташрабата и Кайнара, частично располагаясь в поле MORB, тесно ассоциируют с высокотитанистыми плюмовыми базальтами типа OIB. Эти данные хорошо согласуются и подтверждают выводы, основанные на составах клинопироксенов.

Геохимический анализ свидетельствует о том, что по характеру распределения редкоземельных элементов большинство графиков пород из районов Ташрабат и Кайнар имеют отрицательный наклон (с преобладанием легких лантаноидов) и совпадают со спектрами базальтов Гавайских островов типа OIB. Эти данные также согласуются с выводами по клинопироксенам. В то же время все эффузивы ур. Сарыбулак, обладая низкими значениями легких лантаноидов, соответствуют базальтам типа N-MORB.

В целом, проведенные минералогические и геохимические исследования показали сложную историю формирования палеозойских базальтовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Атбашинский хребет), начинавшуюся с развитием спрединговых океанических ассоциаций (представляющих магматизм типа MORB), на которые в последующем, уже во внутриплитных условиях, оказывали влияние глубинные плюмы с обогащенными расплавами типа OIB. Необходимо отметить, что результаты анализа клинопироксенов прямо свидетельствуют об эволюции расплавов во времени от примитивных (MORB) до существенно обогащенных (OIB), приводящей к развитию щелочного внутриплитного магматизма в условиях, отличающихся от современных эталонных геодинамических ситуаций. Судя по геологическим данным, действие этих плюмовых магматических систем происходило в периферической (приконтинентальной) части бассейна с корой океанического типа **[1]**. Геохимическая информация подтверждает данные выводы, свидетельствуя о том, что в этот период в западной части Туркестанского океана действовал внутриплитный магматизм «горячих точек» типа Гавайской.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 14-05-00143 и проекта МПГК-ЮНЕСКО № 592.

[1] *Алексеев Д.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е.* Возраст и тектоническая позиция вулканогенно-кремнистых толщ в офиолитовом комплексе хребта Атбаши (Южный Тянь-Шань) // ДАН. 2007. Т. 413. С. 781–784.

[2] *Куренков С.А.* Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 96 с.

[3] *Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Бискэ Ю.С., Сакиев К.С.* Новые геохимические данные по нижне-среднепалеозойским океаническим базальтам из Атбаши-Кокшаальского аккреционного комплекса Южного Тянь-Шаня // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 2. С. 70–72.

[4] *Симонов В.А., Миколайчук А.В., Котляров А.В., Ступаков С.И.* Палеогеодинамика внутриплитного базальтового магматизма Центральной Азии: данные по клинопироксенам из пород Тянь-Шаня, Джунгарии, Монголии и Сибири // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тезисы докладов 6-го Международного симпозиума, г. Бишкек, 23–29 июня 2014 г. Бишкек: НС РАН, 2014. С. 48–50.

[5] *Симонов В.А., Миколайчук А.В., Рассказов С.В., Ковязин С.В.* Мел-палеогеновый внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по базальтам Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 689–705.

[6] *Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Миколайчук А.В., Котляров А.В., Сакиев К.С.* Условия формирования палеозойских базальтовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Атбашинский хребет) // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тезисы докладов 6-го Международного симпозиума, г. Бишкек, 23–29 июня 2014 г. Бишкек: НС РАН, 2014. С. 78–81.

[7] *Mikolaichuk A.V., Simonov V.A., Travin A.V.* Plume magmatism of Junggar and north Tien Shan // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts. Novosibirsk: Sibprint, 2009. P. 211–213.

[8] *Simonov V., Mikolaichuk A.* Large igneous provinces of the Central Asia: data on geochronology, geochemistry and petrology of the Tien Shan and Junggar basaltic complexes // Geophysical Research Abstracts. 2012. V. 14. EGU2012-3907.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ПАЛЕОГЕЙЗЕРИТЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (ПРИОЛЬХОНЬЕ) – НОВЫЙ ТИП ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

*Е.В. Скляров** *, Т.М. Сковитина*, А.Б. Котов***, О.А. Склярова** *****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
**Владивосток, Дальневосточный федеральный университет
***Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru
****Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, venia9@mail.ru

Гейзериты – хемогенные породы, сложенные преимущественно опалом, халцедоном или мелкокристаллическим кварцем, известны в областях современного островодужного и плюмового вулканизма Камчатки, Исландии, Новой Зеландии, Анд, Йелоустоуна, а также в пределах Кенийского и Эфиопского внутриконтинентальных рифтов. В Байкальской рифтовой зоне гейзериты описаны у гидротермальных источников Алла в правом борту Баргузинской впадины и Кулиные Болота на перешейке у п-ва Святой Нос, а также в Могойском и некоторых других источниках Баунтовской впадины **[2]**. Сравнительно недавно выходы гейзеритов позднечетвертичного возраста обнаружены в Приольхонье **[3, 4]**.

Гейзериты Приольхонья представлены плотными тонкокристаллическими кремнистыми породами разных оттенков коричневого цвета. В настоящее время в Приольхонье и на о-ве Ольхон известно более 100 выходов гейзеритов (рисунок), которые большей частью представляют собой линейные элювиальные крупноглыбовые развалы протяженностью до 1000 м и шириной несколько метров, редко до 3 м. В редких коренных выходах контакты гейзеритов с вмещающими породами (мраморы, кварциты, бластомилониты) крутые и резкие. Поскольку ранее гейзериты рассматривались в качестве фрагментов коры выветривания, следует отметить, что выходы гейзеритов присутствуют в полях развития практически всего спектра магматических и метаморфических пород Приольхонья и, как правило, приурочены к кайнозойским разломам север-северо-восточного простирания, которые во многих случаях наследуют более древние разрывные нарушения – раннепалеозойские швы бластомилонитов, трассирующие границы синметаморфических сдвиговых тектонических пластин **[3]**.

Гейзериты обладают сложным строением, которое определяется сочетанием разнообразных текстур и структур – сферолитовой, глобулярной, микрослоистой, волокнистой, флюидальной, петельчатой и брекчиевидной **[5]**. Наиболее широко распространены разновидности гейзеритов со сферолитовой структурой. Центральные части сферолитов сложены скрытокристаллическим или тонкозернистым слабопреломляющим кремнистым веществом, вероятно тридимитом. Обычно они окружены агрегатами кварца и халцедоном с волокнистой структурой. Сферолиты «погружены» в скрытокристаллическое кремнистое вещество, обогащенное гидрооксидами железа. На стенках пор иногда наблюдаются микродрузы кварца и каемки рудного вещества. Реже встречаются гейзериты с глобулярной структурой. Основная масса гейзеритов со сферолитовой и глобулярной структурами часто обладает микрослоистой, волокнистой, флюидальной и петельчатой структурами. Кроме разных форм кремнезема в гейзеритах иногда присутствуют тремолит, тальк, фуксит, киммерит и практически повсеместно встречается графит **[6]** в виде отдельных чешуек размером от десятых долей до первых миллиметров, а также его агрегатов размером несколько миллиметров, выполняющих интерстиции между обособлениями халцедона и радиально лучистого кварца, пустоты выщелачивания и микрополости, частично выполненные микродрузами кварца.

Радиоуглеродным методом по графиту из гейзеритов получена оценка возраста 23720±425 лет **[4]**. В результате спорово-пыльцевого анализа щебнистых супесей, вмещающих гейзериты района Красной горки, установлено, что их возраст не может быть древнее верхнего плейстоцена **[3]**. К этому следует добавить, что возраст ассоциирующих с гейзеритами травертинов находится в интервале 23720±425 лет – 19550±300 лет (радиоуглеродный метод по графиту **[4]**).

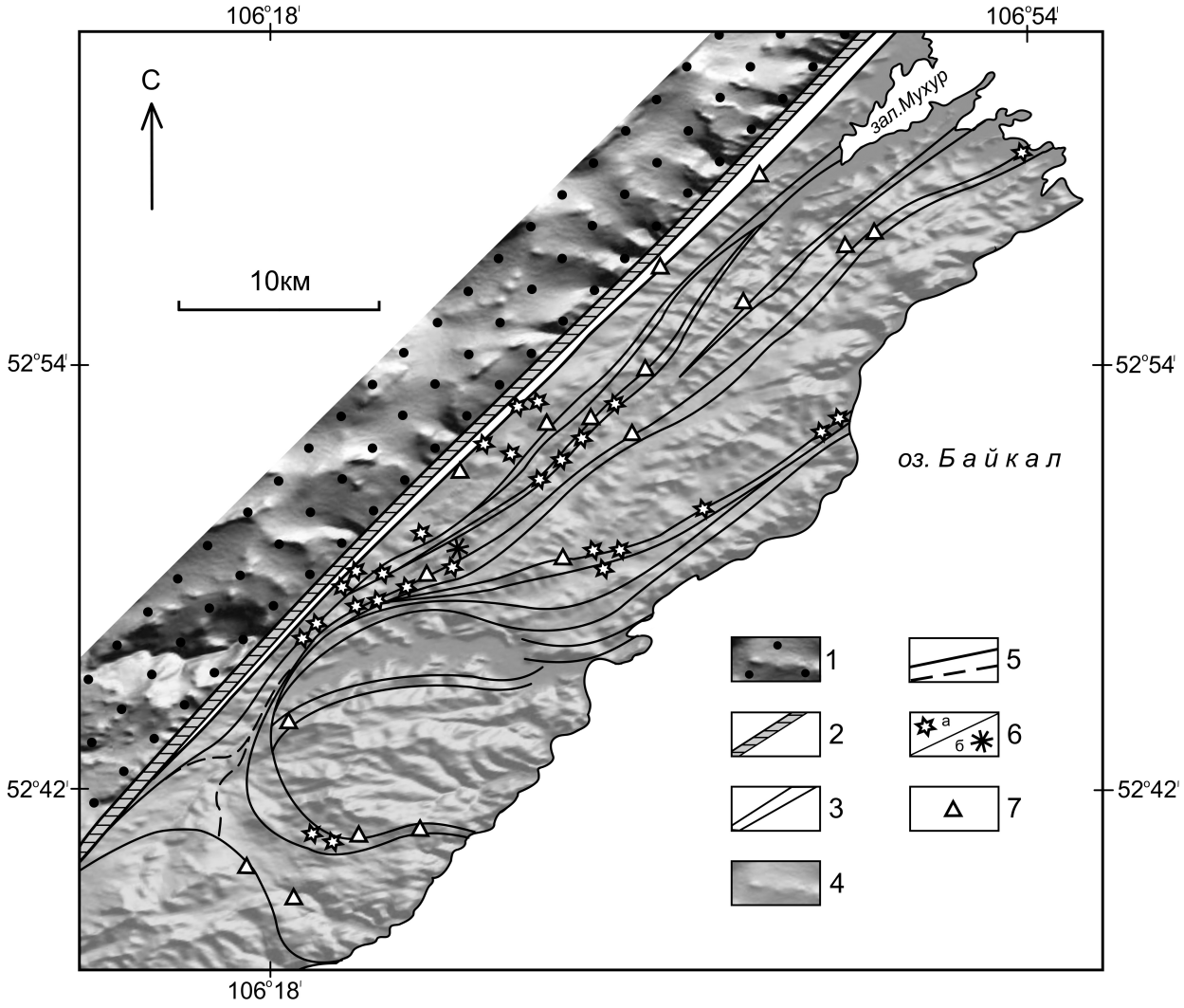


Схема расположения выходов гейзеритов в Приольхонье. *1* – Сибирский кратон; *2* – эскарп кайнозойского Приморского разлома; *3* – раннепалеозойский коллизионный шов; *4* – раннепалеозойские метаморфические и магматические комплексы; *5* – унаследованные кайнозойские разломы; *6* – выходы гейзеритов (а) и травертинов (б); *7* – источники. Использована цифровая модель рельефа SRTM (http://srtm.csi.cgiar.org).

Гейзериты Приольхонья, наряду с явными признаками сходства с гейзеритами современных вулканических областей, обладают рядом специфических особенностей, которые позволяют рассматривать их как высокотемпературные гидротермальные образования. Прежде всего, в некоторых разновидностях гейзеритов Приольхонья присутствуют равновесный с халцедоновым матриксом тремолит и высококристаллический графит, ассоциирующий с α-карбином **[6]**. Температура образования тремолита составляет не менее 400 °С, а высококристаллический графит характерен для пород амфиболитовой фации метаморфизма. Все это указывает на высокую температуру формирования рассматриваемых гейзеритов, намного превышающую температуру образования современных гейзеритов (менее 250 °С). В пользу этого также свидетельствует образование микродруз кварца в порах гейзеритов, а также явления практически полного замещения гейзеритами ультраосновных пород, гранитоидов и бластомилонитов по гнейсам. Другими словами, исходные для гейзеритов растворы, скорее всего, имели высокую температуру, сопоставимую с температурой минералообразования в «черных курильщиках» **[1]**. Еще одним, не объясненным пока феноменом, является то, что гейзериты Приольхонья не образуют поверхностных построек. Судя по формам нахождения, они кристаллизовались в приповерхно-

стных условиях. В пределах же современных геотермальных полей гейзериты формируются на поверхности, а ассоциирующие с ними приповерхностные кремнистые образования обычно представлены кварцевыми жилами, температура образования которых составляет 200–500 °С.

Работа выполнялась при финансовой поддержке Интеграционной программы ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» и РФФИ (проекты № 12-05-00229, 14–45–04091_сибирь).

[1] *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гуревич Е.Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.

[2] *Ломоносов И.С.* Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.

[3] *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Сковитина Т.М.* Позднечетвертичная «Долина Гейзеров» на западе Байкальского рифта (Ольхонский регион) // ДАН. 2004. Т. 395, № 3. С. 387–391.

[4] *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Склярова О.А., Сковитина Т.М., Данилова Ю.В., Орлова Л.А., Ухова Н.А.* Гидротермальная активность в Байкальской рифтовой зоне: современные горячие источники и продукты отложения из палеотерм // ДАН. 2007. Т. 412, № 2. С. 257–261.

[5] *Скляров Е.В., Сковитина Т.М., Склярова О.А., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д.* Позднечетвертичные высокотемпературные гейзериты Приольхонья (Байкальская рифтовая зона): петрографические и минералогические особенности, состав и условия формирования // Петрология. 2014. № 6 (в печати).

[6] *Шумилова Т.Г., Данилова Ю.В., Горбунов М.В., Исаенко С.И.* Природный монокристаллический α-карбин // ДАН. 2011. Т. 436, № 3. С. 394–396.

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ И SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ УСЛОВНО ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ – РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ДАГМАРСКОЙ ТОЛЩИ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ДИАБАЗОВ, ГАББРО-ДИАБАЗОВ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (НОРА-СУХОТИНСКИЙ ТЕРРЕЙН)

Ю.В. Смирнов, А.А. Сорокин

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

Объектом данного исследования являлась северо-восточная часть Южно-Монгольско-Хинганского пояса, которая на российских тектонических схемах выделяется в качестве Нора-Сухотинского террейна **[1]**. В настоящее время существуют лишь отрывочные данные, позволяющие предполагать, что в его строении принимают участие ордовикские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные вулканогенно-терригенные и карбонатные отложения **[2, 3]**, слагающие островодужные террейны и террейны аккреционного клина.

В данном сообщении приведены первые результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метавулканитов и ассоциирующих с ними диабазов, габбро-диабазов в составе условно позднепротерозойской – раннепалеозойской дагмарской толщи, представленных в береговых обнажениях р. Селемджа.

Метавулканиты и ассоциирующие с ними диабазы и габбро-диабазы, включаемые в состав дагмарской толщи, характеризуются еще более высокими значениями отношения FeO*/MgO=1.0–2.8. Метабазальтам свойственны низкие концентрации редкоземельных элементов, находящиеся на уровне таковых в E-MORB, отсутствие отрицательной Nb-Ta аномалии, что также сближает их с указанным типом базальтов, при положительной величине epsNd = + 8.6.

Диабазы отличаются более высоким уровнем концентраций редкоземельных элементов, превышающим таковые в E-MORB. В составах некоторых образцов достаточно отчетливо проявлена относительная истощенность Nb, Ta, что может свидетельствовать в пользу надсубдукционного происхождения этих пород. Такому предположению не противоречит положительная величина в них epsNd = + 4.5.

Габбро свойственны наибольшие из описываемой группы пород концентрации литофильных элементов, по своему уровню соответствующие OIB. В то же время составы характеризуются отчетливым дефицитом высокозарядных элементов, в первую очередь Nb, Ta, что сближает их с габброидами островных дуг. Величина в этих породах epsNd=–1.3.

В целом, результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что среди базитов, включаемых в состав дагмарской толщи, достаточно уверенно диагностируются разности, сопоставимые с базальтами типа E-MORB. Кроме того, часть пород обнаруживает сходство с базальтами островных дуг.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 14-05-31000), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов в неогее», а также Президиума ДВО РАН (проекты 12-I-0-ОНЗ-09, 14-III-B-08-024).

[1] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России*: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[2] *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., Томуртогоо О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.

[3] *Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья*. Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1990.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХИНГАНСКОЙ СЕРИИ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Ю.Н. Смирнова, А.А. Сорокин*, А.Б. Котов**, Е.Б. Сальникова**, Ю.В. Плоткина**, С.З. Яковлева***

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru
**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

Малохинганский (Цзямусинский) террейн входит в состав Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). До недавнего времени он рассматривался как классический раннедокембрийский сиалический массив восточной части ЦАСП **[1, 2]**. К раннедокембрийскому фундаменту этого массива обычно относят метаморфические породы амурской серии, а занимающие более высокое структурное положение терригенно-карбонатные отложения хинганской – к неопротерозойскому – нижнекембрийскому осадочному чехлу. Однако в последние годы в результате комплексных геологических, U-Pb геохронологических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований установлено, что протолиты метаморфических пород амурской серии имеют не раннедокембрийский, как было принято считать ранее, а более молодой возраст. В частности, было показано, что минимальный возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород урильской свиты амурской серии составляет около 240 млн лет, что в первом приближении соответствует нижней возрастной границе формирования их протолитов. Верхняя возрастная граница накопления протолитов метаосадочных пород этой свиты определяется возрастом наложенных на них структурно-метаморфических преобразований – 220–210 млн лет **[3]**. В то же время для метаосадочных пород туловчихинской свиты амурской серии были получены оценки Nd модельного возраста около 1.7 млрд лет, а для прорывающих их габбро амурского комплекса – 486±18 млн лет **[4, 5]**. Другими словами, возраст этой свиты находится в интервале 1.7–0.5 млрд лет. Все это свидетельствует о том, что в разрезе амурской серии «совмещены» осадочные и вулканические породы разного, но не раннедокембрийского возраста. В связи с этим возникает вопрос о возрасте хинганской серии, который имеет ключевое значение для разработки геодинамической модели формирования Буреинско-Цзямусинского супертеррейна и соответственно восточной части ЦАСП. Для решения этого вопроса выполнены U-Pb геохронологические исследования наиболее древних по геологическим данным гранитоидов, прорывающих терригенные отложения этой серии.

В рамках разработанных к настоящему времени легенд государственных геологических карт третьего поколения в составе хинганской серии выделена (снизу вверх) следующая последовательность осадочных образований **[2, 6]**: игинчинская (900–1000 м), мурандавская (1300–2500 м), лондоковская (800–1000 м) свиты и кимканская толща (900–2000 м), которой приписывается неопротерозойский (?) – нижнекембрийский возраст.

Игинчинская свита состоит из переслаивающихся песчаников и алевролитов, в меньшей степени – кварц-серицитовых сланцев, филлитов. Мурандавская свита сложена известковистыми доломитами, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями гематитовых, магнетит-гематитовых руд, известняков, песчаников, редко магнезитов. Лондоковская свита представлена известняками, с прослоями углеродистых и глинистых сланцев. Кимканская толща объединяет преимущественно глинистые и кремнисто-глинистые, часто углеродистые сланцы, фтаниты, алевролиты, песчаники, известняки. Нижняя возрастная граница отложений хинганской серии считается условно верхнерифейской, а верхняя – нижнекембрийской на основании нижнеатдабанских микрофитолитов, губок и брахиопод **[2, 6]**.

Карбонатно-терригенные отложения хинганской серии прорываются раннепалеозойскими гранитоидами биробиджанского и бирского комплексов, для которых получены оценки возраста в интервале 480–461 млн лет **[7, 8]**, и субщелочными габброидами Усть-Бираканского

массива с возрастом 429±1 млн лет **[9]**. Кроме того, терригенные отложения мурандавской свиты хинганской серии прорывают дайковые тела (мощностью до 4 м) гнейсовидных роговообманковых гранитов. Согласно существующим представлениям **[6]**, эти граниты относятся к биробиджанскому комплексу. Однако в отличие от них они совместно с терригенными породами мурандавской свиты подвергаются наложенным структурным преобразованиям. Это позволяет рассматривать деформированные дайки роговообманковых гранитов как наиболее ранние магматические образования, прорывающие карбонатно-терригенные отложения хинганской серии.

По соотношению SiO_2 (72.09–73.31 мас. %) и суммы щелочей (5.84–7.17 мас. %) рассматриваемые роговообманковые граниты относятся к нормальному ряду щелочности. Им свойствен отчетливо дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов ([La/Yb]n=28–54) при слабовыраженной европиевой аномалии Eu/Eu*=0.62–0.74. Величина ASI=1.05–1.09 свидетельствует о слабой пересыщенности пород глиноземом. В целом по уровню концентраций малых элементов (Ba=283–542 мкг/г, Sr=267–357 мкг/г, Rb=104–153 мкг/г, Zr=133–146 мкг/г, Nb=15–17 мкг/г, Th=17–21 мкг/г) рассматриваемые гранитоиды сопоставимы с гранитоидами I-типа.

Для геохронологических исследований (U-Pb метод, ИГГД РАН) использован образец (С-1170-6) гнейсовидного роговообманкового гранита, отобранный из дайки, секущей терригенные отложения мурандавской свиты хинганской серии. Акцессорный циркон, выделенный из гнейсовидного роговообманкового гранита (обр. С-1170-6), представлен субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами розовато-белого цвета, призматического и длиннопризматического габитуса, который определяется сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211}. Размер кристаллов циркона изменяется от 50 до 200 мкм; $К_{уд.}$=2.0–4.0, они обладают зональным внутренним строением. В некоторых кристаллах циркона отмечаются внешние зоны с низкой интенсивностью люминесценции, а в проходящем свете наблюдаются реликты ядер овальной формы.

U-Pb геохронологические исследования проведены для трех микронавесок циркона (8–15 зерен), отобранных из размерных фракций <50, 50–85 и 100–150 мкм, и одной навески циркона из фракции 100–150 мкм, подвергнутой предварительной кислотной обработке по методике с экспозицией 1.5 часа. Точки изотопного состава изученного акцессорного циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 535±6 млн лет (нижнее пересечение – 127±34 млн лет, СКВО=0.71). Морфологические особенности акцессорного циркона из гнейсовидного роговообманкового гранита указывают на его магматическое происхождение. Следовательно, есть все основания рассматривать полученную для него оценку возраста 535±6 млн лет как возраст кристаллизации исходных для изученных гранитоидов расплавов.

Результаты выполненных исследований свидетельствуют о том, что внедрение даек роговообманковых гранитов, прорывающих терригенные отложения мурандавской свиты хинганской серии и деформированных вместе с ними в результате наложенных структурных преобразований, произошло на рубеже кембрия и эдиакария. Это позволяет предполагать, что накопление терригенных пород хинганской серии, по крайней мере мурандавской и подстилающей ее игинчинской свиты, произошло в неопротерозое. Полученные данные позволяют рассматривать отложения амурской и хинганской серий в составе тектонического коллажа, образование которого произошло в течение палеозойского и мезозойского этапов геологического развития Малохинганского террейна восточной части ЦАСП.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-00209), Президиума ДВО РАН (проекты 12-I-0-ОНЗ-09, 12-II-СО-08-026) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее».

[1] *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., Томуртогоо О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.

[2] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[3] *Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Ли Х.-Я, Толмачева Е.В.* Мезозойский возраст урильской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН. 2013. Т. 453, № 4. С. 416–419.

[4] *Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю, Кургузова А.В.* Возраст амурской серии Бурея-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты Sm-Nd изотопных исследований // ДАН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.

[5] *Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский Д.А., Анисимова И.В., Яковлева С.З.* Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурея-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 644–647.

[6] *Добкин С.Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Буреинская серия. N-52-XXX (Облучье) / Ред. А.Ф. Васькин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

[7] *Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, геохронология, геодинамическая интерпретация // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 632–648.

[8] *Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2010. Т. 431, № 2. С. 228–232.

[9] *Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Возраст и тектоническая позиция раннепалеозойских габброидов Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2012. Т. 445, № 4. С. 428–432.

ВЕЛИКИЕ ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СУХИЕ ПУСТЫНИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ – НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ КРИОГЕНИЯ

Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая

Новосибирск, Новосибирский государственный университет
Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
sovetovyk@ipgg.sbras.ru

На Сибирской платформе в Присаянье находится ипситская свита криогения, сложенная шельфовыми тонкокластическими отложениями и строматолитовыми железистыми доломитами. Ипситская свита занимает ясную стратиграфическую позицию – она перекрывает по резкой эрозионной границе тагульскую свиту прибрежно-морских доломитов, песчаников и алевролитов и залегает под тиллитами и сингенетичными гляциофлювиальными отложениями марнинской свиты позднего криогения (стадия Марино). Тиллиты марнинской свиты перекрываются кэп доломитами озеркинской пачки, которая коррелируется с формацией Нуккалина в стратотипе эдиакарана (Южная Австралия). В стратиграфически полных разрезах ипситская свита подразделяется на три пачки: 1) красивинская пачка – песчано-алевролитовая, фосфатная, 2) кременштетская пачка – окремненных и железистых строматолитовых доломитов и 3) течинская пачка – алевролитовая, фосфатная.

Ипситская свита в нижней и верхней части сложена необычными породами, которые можно назвать морским лёссом (marloess). Главные признаки марлёсса: 1) все слои имеют морской генезис систем в области берегового склона, 2) метровые массивные кварцитовидные слои с текстурами HCS, SCS и sand-wave, 3) гранулометрический состав от тонкого песка до алеврита (средний диаметр 0.062 мм), 4) очень незначительная дифференциация размера частиц в одном штормовом цикле, 5) угловатость алевритовых частиц и хорошая окатанность песчаных частиц, 6) обычна тиксотропность материала и текстура ball and pillow, 7) аркозовый состав, 8) дефицит глинистой фракции, 9) преобладание обильного регенерированного кварцевого цемента, 9) отсутствие признаков флювиальной и дельтовой систем. Источником материала для ипситской свиты был фундамент Сибирского кратона, а главным агентом его переноса – ветер. Это очевидно для кременштетской пачки, где материал не перерабатывался волнением и течением и сохранился в виде линз тонкослоистой насыпанной сверху пыли между строматолитовыми биогермами. Примесь пыли в биогермах обусловила красную окраску и регионально проявленное окремнение строматолитов. Образованию алевролитов ипситской свиты предшествовало падение уровня моря и образование глубоких каньонов и кревасс (глубиной до 150 м). Признаки палеокарста отсутствуют (нет брекчий, натечных структур, пещер и пр.). Начало осадконакопления ипситской свиты в каньонах сопряжено с апвеллингом и образованием песчанистых фосфоритов с идеальной окатанностью кварцевых зерен. Каньоны заполнялись алевритом и тонким песком, принесенными ветром, которые сортировались течениями в приливных каналах. Основная масса материала осадков ипситской свиты отлагалась на внутреннем шельфе под влиянием сильных штормов. В песчаных барах (sand wave) обнаружена ламинитовая текстура в форсетах передового склона, показывающая воздействие на седиментацию приливов. Следовательно, осадконакопление происходило в сложном режиме приливно-штормового побережья.

Ипситская свита имеет высокую степень сходства с формацией Енорама и Трезона в хребте Флиндерс Южной Австралии и формацией Бонахавен в Шотландии, принадлежащих позднему криогению. Формация Бонахавен образовалась после великого оледенения Порт Эскейг, с которым связано глубокое падение уровня моря и эрозионный контакт с подстилающими известняками. Крупная отрицательная аномалия $\delta^{13}C$ Трезона, вероятно, также связана с предшествующим оледенением Порт Эскейг. Мы предполагаем, что условия залегания ипситской свиты с эрозионным контактом на тагульской свите карагасской серии также представляют собой результат предшествующего оледенения Сибирского кратона. По сходству осадочных систем в ипситской свите, формациях Енорама, Трезона и Бонахавен континенты Сибирь,

Австралия и Шотландия находились в одном широтном поясе постгляциальных пустынь с обилием тонкокластического материала, который переносился ветром и аккумулировался в прилегающих морях.

ПЕРВАЯ НАХОДКА РАНГЕОМОРФНЫХ ОРГАНИЗМОВ В КАЧЕРГАТСКОЙ СВИТЕ ПРИБАЙКАЛЬЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЭДИАКАРСКОЙ ПАЧКИ СТРАТОТИПА ЭДИАКАРАНА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
SovetovYK@ipgg.nsc.ru
Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Корреляция эдиакарана с вендом и, в частности, с оселковой серией Присаянья и ее аналогами на юго-западе Сибирской платформы обосновывается сходством строения и последовательностью осадочных систем **[1]**. Эдиакарская пачка, в которой сосредоточены почти все находки остатков одноименной биоты многоклеточных организмов, находится в верхней части разреза эдиакарана в стратотипе **[2]**. В первом варианте корреляции к стратиграфическим аналогам эдиакарской пачки были отнесены отложения нижней части жербинской свиты. Находки рангеоморфных отпечатков подтверждают этот вывод и уточняют положение нижней границы эдиакарской пачки в Прибайкалье.

Обобщение всех данных о представителях вендской биоты в Прибайкалье было сделано Б.С. Соколовым по находкам геологов при региональных работах **[3]**. По представлению геологов находки были сделаны в ушаковской свите. Специальные седиментологические исследования доказали, что ушаковская свита в стратотипической местности – бассейнах рек Голоустная и Куртун – сложена только аллювиальными отложениями и не может содержать морскую фауну. Вместе с тем, в нижележащей качергатской свите, в ее верхней части, находятся пакеты массивных песчаников прибрежно-морского происхождения (песчаные бары и темпеститы), сходные по окраске и гранулометрии с песчаниками ушаковской свиты, поэтому мы считаем, что находки *Baikalina sessilis* были сделаны в качергатской свите. Находка остатков Rangea – типичного рода многоклеточных животных эдиакарской (вендской) биоты – подтверждает, что именно эти отложения представляют потенциальные коллекторы всех обнаруженных ранее и будущих находок остатков макрофауны.

Представители рода *Rangea* обнаружены в верхней, 4-й пачке, качергатской свиты в бассейне р. Голоустная, в 10 км выше устья р. Экорлик. В целях более точной идентификации стратиграфического положения 4-й пачки качергатской свиты она была названа *экорликской пачкой* со стратотипом в районе слияния рек Голоустная и Экорлик. Пачка сложена характерной ассоциацией песчано-алевролитовых и, реже, песчано-известняковых темноцветных мелко-среднепластовых темпеститов. Штормовые слои дистальной зоны берегового склона и переходной зоны представляют собой циклические последовательности с текстурой HCS и нижней эрозионной границей. Экорликская пачка имеет ясные стратиграфические границы. Она подстилается аллювиально-дельтовой ассоциацией 3-й пачки и перекрывается, с эрозионным контактом, ушаковской свитой.

Рангеоморфные остатки были найдены в одном образце мелкозернистого песчаного штормового слоя (темпестита) и представлены многослойным скоплением (1–3 слоя) веретеновидных плоских листов с фрактальной иерархической структурой. Рангеоморфные слепки находятся в нижней части слоя темпестита, их отпечатки есть на базальной поверхности. Слепки представлены веретеновидными симметричными лопастями (vanes) 3–7 см, состоящими из сложных веток (fronds), уменьшающихся в размере от 10 до 2 мм. Фрактальное ветвление слабо заметно из-за кливажа толщи. Обязательным элементом *Rangea* является осевой конусообразный стебель (stalk), расширенный в проксимальной части и утоняющийся вверх, подобно острию копья. В поперечном сечении стебель округлый, обнаружены вдольосевые каналы, в других экземплярах стебель выглядит пустотелым. В проксимальной части стебель утолщается и имеет отчетливую внешнюю кольцеобразную скульптуру. Материала недостаточно для полной

реконструкции *Rangea*. Сравнительный анализ с наиболее детальной реконструкцией показал идентичность элементов морфологии рангеоморфных слепков в качергатской свите и в позднеэдиакаранской формации Дабис в Намибии (Южная Африка) **[4]**.

Находка рангеоморфных слепков приводит к новому представлению о том, что эдиакарская пачка стратиграфически должна соответствовать верхней части качергатской свиты. Этот факт дает основание для уточненной корреляции с качергатской свитой жуинской серии и жербинской свиты. Коррелирующими уровнями служат: 1) кулекинская пачка – показатель падения уровня моря с 1-й пачкой аллювиальных отложений качергатской свиты, 2) никольская и ченчинская свиты жуинской серии с дистальными темпеститами 2-й (сланцевой) пачки качергатской свиты, трансгрессия, подъем уровня моря, 3) нижняя песчаниковая пачка жербинской свиты и 3-я пачка качергатской свиты – показатели падения уровня моря, 4) средняя известняково-алевролитовая пачка жербинской свиты и экорликская пачка качергатской свиты – трансгрессия моря, 5) верхняя гравелитово-песчаниковая пачка жербинской свиты с ушаковской свитой – показатели региональной проградации аллювия на Сибирскую платформу.

В Присаянье на стратиграфическом уровне с эдиакарской пачкой находятся аллювиальные отложения айсинской свиты, ее верхние подразделения – серебровская, тымбырская и катальчиковская пачки.

[1] *Советов Ю.К., Соловецкая Л.В., Кречетов Д.В.* Стратиграфическое положение остатков вендских мягкотелых многоклеточных организмов в венде Бирюсинского Присаянья: сравнительный анализ с обстановками жизнедеятельности эдиакарской биоты в стратотипе эдиакария // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 87–89.

[2] *Gehling J.G., Droser M.L.* Ediacaran stratigraphy and the biota of the Adelaide Geosyncline, South Australia // Episodes. 2012. V. 35, № 1. P. 236–246.

[3] *Соколов Б.С.* О палеонтологических находках в доусольских отложениях Иркутского амфитеатра // Аналоги вендского комплекса в Сибири: Материалы совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы. М.: Наука, 1975. С. 112–117.

[4] *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.

ВОЗРАСТ ПЛАГИОГРАНИТОВ ГЕРБИКАНСКОГО ФРАГМЕНТА ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА БАЛАДЕК (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

А.А. Сорокин, И.В. Бучко*, Н.М. Кудряшов***

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru
**Апатиты, Геологический институт Кольского НЦ РАН, nik@geoksc.apatity.ru

Массив Баладек, расположенный на правобережье реки Уды, представляет собой тектонический блок, расположенный на границе юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона и складчатых сооружений Галамского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса. Его северо-западная часть перекрыта осадочными отложениями Удского прогиба, а с юга и юго-востока по Улигданской зоне разломов он граничит со складчатыми сооружениями Галамского сегмента Монголо-Охотского пояса **[1, 2]**. При этом дугообразная конфигурация тектонического контакта позволяет предполагать, что породы массива надвинуты на складчатые образования Галамского сегмента Монголо-Охотского пояса. По имеющимся данным **[3]** поверхности сместителей разломов этой зоны падают в северо-восточном направлении, под углом от субвертикального до 50°.

Основной объем (55–60 %) массива Баладек сложен анортозитами, габбро-анортозитами, объединяемыми в собственно Баладекский комплекс **[2]**. Кроме этого, отмечаются габброиды, оливиновые габброиды, габбро-нориты, троктолиты, а также жильные тела плагиогранитов. Ультрабазиты и пироксениты составляют около 5% от объема массива и представлены дунитами, оливинитами, гарцбургитами, лерцолитами, вебстеритами **[1, 2]**, и их предложено выделять в качестве Гербиканского комплекса **[2**]. В размещении пород отмечается определенная закономерность, выражающаяся в последовательной смене с северо-запада на юго-восток анортозитов и габброидов пироксенитами и ультрамафитами. Простирание полосчатости в породах в целом совпадает с направлением длинной оси Баладекского массива.

Возраст пород, слагающих Баладекский массив, является предметом дискуссий, при этом основным аргументом той или иной точки зрения являются не геохронологические данные, а интерпретация структурного положения трех упомянутых выше ассоциаций пород. В частности, габбро-анортозитовый Баладекский комплекс обычно принято соотносить с анортозитами хр. Джугджур, и на этом основании для него условно принимался раннепротерозойский возраст. Ультрамафит-мафиты Гербиканского комплекса рассматриваются либо как дифференциаты Баладекского комплекса, либо как самостоятельные образования досилурийского возраста (см. обзор в **[2]**).

Согласно проведенным ранее исследованиям **[4]**, было показано, что габбро, габбро-анортозиты и ультрамафиты гербиканского фрагмента массива Баладек имеют геохимическое сходство с породами типичных офиолитовых комплексов. При этом в составе изученного фрагмента массива может быть выделен подстилающий комплекс метаморфических ультрабазитов, расслоенный комплекс пироксенитов и «кумулятивных» габбро, габбро-анортозитов, комплекс «изотропных» габбро. Жильные тела плагиогранитов, секущие габбро, по своим вещественным характеристикам полностью сопоставимы с плагиогранитами офиолитовых комплексов.

В данном сообщении мы представляем результаты геохронологических исследований (U-Pb метод, ГИ КНЦ РАН) плагиогранитов, прорывающих «изотропные» габбро.

Циркон, выделенный из прагиогранитов (обр. С-1135), представлен преимущественно мелкими (75–30 мкм) прозрачными бледно-желтоватыми обломками кристаллов округлого и призматического облика. Основными элементами огранки целых призматических зерен являются грани призмы {110} и дипирамиды {111}, в редких целых зернах округлой формы наблюдаются грани призм {100}, {110}, а также грани дипирамид {111} и {311}. Кристаллы иногда трещиноваты по плоскостям спайности. Для внутреннего строения циркона характерно присутствие твердофазных включений, представленных мелкими выделениями черного цвета, в ре-

жиме катодолюминесценции проявлена грубая зональность. Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы пять навесок кристаллов циркона, отобранные из разноразмерных фракций. Аналитические точки изотопного состава циркона всех пяти фракций располагаются на дискордии, их рассчитанный возраст по верхнему пересечению с конкордией составляет 1901±14 млн лет, СКВО=3.0. Нижнее пересечение 33±82 млн лет отражает современные потери свинца. Морфологические особенности и внутреннее строение циркона позволяют сделать вывод о его магматическом происхождении, в связи с чем это значение мы принимаем в качестве оценки возраста кристаллизации плагиогранитов.

Таким образом, на основании полученных результатов можно с достаточной степенью уверенности говорить о том, что исследованная часть массива Баладек является тектонически нарушенным фрагментом офиолитового комплекса палеопротерозойского возраста. При этом не исключено, что этот офиолитовый комплекс относится к восточной части коллизионного шва (или сутурной зоны), возникшего (по **[5, 6]**) в результате закрытия в раннем протерозое океанской структуры, разделявшей Алданскую и Джугджуро-Становую континентальные плиты.

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект 14-27-00103).

[1] *Васькин А.Ф.* Геологическая карта региона БАМ. Лист N-53-B. Масштаб 1:500000 / Ред. М.Т. Турбин. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

[2] *Карсаков Л.П., Махинин А.В., Михалевский А.Н., Остапчук В.П.* Баладекский выступ, его магматические комплексы и структурное положение // Тихоокеанская геология. 1987. № 1. С. 92–110.

[3] *Кириллова Г.Л., Турбин М.Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.

[4] *Сорокин А.А., Бучко И.В., Котов А.Б., Великославинский С.Д.* Геохимические свидетельства офиолитовой природы габбро, габбро-анортозитов и ультрамафитов Гербиканского фрагмента массива Баладек (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 83–94.

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

[6] *Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б, Ларин А.М., Великославинский С.Д.* Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.

КЕМБРИЙ-ОРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ПЕРВЫЕ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

А.А. Сорокин, Р.О. Овчинников*, Н.М. Кудряшов***

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru
**Апатиты, Геологический институт Кольского НЦ РАН, nik@geoksc.apatity.ru

Выяснение хронологии проявления магматизма в строении континентальных массивов, заключенных в складчатую структуру Центрально-Азиатского пояса, является одной из главных задач, от решения которой зависит корректность создаваемых геодинамических моделей указанного пояса. При этом особое значение имеет реконструкция позднедокембрийских и раннепалеозойских процессов, поскольку именно с позднего докембрия начинают формироваться орогенные структуры Центральной Азии **[1, 2 и др.]**.

В восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса наиболее крупными структурными единицами являются Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский, Аргун-Идермегский), Буреинско-Цзямусинский супертеррейны, состоящие из более мелких террейнов (континентальных массивов) **[2]**. В строении этих массивов обычно выделяются ранне- и позднедокембрийские магматические и метаморфические комплексы **[2 и др.]**. При этом существование первых ставится под сомнение результатами целенаправленных геохронологических исследований, выполненных в последние годы, а неопротерозойский этап магматизма подтвержден лишь единичными определениями **[3]**. Предметом данного исследования являются два различных по строению массива Мамынского террейна. Первый – Косматинский массив – сложен гранитами, относимыми к октябрьскому (мамынскому) или кивилийскому комплексу, возраст которых индексируется от позднего протерозоя до раннего палеозоя. Второй – Усть-Инканский – массив сложен гнейсовидными диоритами и гранодиоритами, относимыми на большинстве геологических карт к архею или раннему протерозою.

В строении Косматинского массива площадью около 1000 км^2 преобладают массивные среднезернистые амфибол-биотитовые граниты. По существующим представлениям **[4]** граниты прорывают условно позднепротерозойские риолиты и перекрыты силурийскими терригенными отложениями. По соотношению SiO_2=68.9–69.9 % и суммы щелочей (K_2O+Na_2O=7.4–7.7 %) рассматриваемые породы относятся к нормальному ряду. Величина индекса ASI=1.08–1.12 свидетельствует о слабой пресыщенности глиноземом. Им свойствен отчетливо дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов ($[La/Yb]_n$=8.4–23.9) при отсутствии европиевой аномалии Eu/Eu*=0.92–1.00. В целом, по уровню концентраций микроэлементов Ba=563–915 г/т, Sr=960–1070 г/т, Rb=53–64 г/т, La=19–36 г/т, Zr=136–154 г/т, Nb=7.4–9.8 г/т, Y=5.9–10.6 г/т, Th=1.7–3.6 г/т, Pb=5.7–8.5 г/т, низким значениям отношения FeO*/Mg0=3.2–3.8 граниты Косматинского массива в большей степени сопоставимы с гранитоидами I-типа.

Усть-Инканский массив состоит из двух лентовидных тел, сложенных, соответственно, гнейсовидными роговообманковыми диоритами и роговообманковыми гранодиоритами, общей площадью около 125 км^2. Контакты диоритов с вмещающими породами и гранодиоритами тектонические, а гранодиориты с севера перекрыты силурийскими терригенными отложениями. По соотношению кремнекислоты и щелочей диориты (SiO_2=54.6–55.8 %, K_2O+Na_2O=6.7–7.3 %) и гранодиориты (SiO_2=63.4–65.3 %, K_2O+Na_2O=6.7–7.0 %) Усть-Инканского массива относятся к породам нормальной щелочности. Низкая величина индекса ASI=0.63–0.79 позволяет относить породы к метаглиноземистым. Рассматриваемым породам присущ умеренно дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов, о чем свидетельствует величина $[La/Yb]_n$, варьирующаяся в интервалах 4.2–6.6 в диоритах и 6.7–8.1 в гранодиоритах, при слабо выраженной европиевой аномалии Eu/Eu*=0.88–0.98. По сравнению с вышеописанными гранитами Косматинского массива диориты и гранодиориты отличаются меньшими концентрациями

Ba=352–680 г/т, Sr=520–740 г/т, Rb=19–41 г/т, La=16–24 г/т, Pb=1.4–2.5 г/т, при близком уровне накопления Zr=95–200 г/т, Nb=4.6–10.0.

Для геохронологических исследований (U-Pb метод, ГИ КНЦ РАН) были использованы образцы амфибол-биотитовых гранитов Косматинского массива (обр. С-1194), гнейсовидных гранодиоритов (обр. С-1217) и диоритов (обр. С-1218) Усть-Инканского массива.

Циркон, выделенный из амфибол-биотитовых гранитов Косматинского массива (обр. С-1194), представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными кристаллами кремового цвета дипирамидально-призматической формы. Для внутреннего строения циркона характерно присутствие небольшого количества твердофазных и газово-жидких включений. Размер зерен циркона изменяется от 200 до 50 mkm; $К_{удл}$=2.0–3.0. Для исследований были использованы пять размерных навесок циркона, без видимых включений в них. Аналитические точки изотопного состава циркона для четырех фракций (С-1194/1,3,4,5) конкордантны. Рассчитанный возраст для этих конкордантных фракций составил 488±10 млн лет (СКВО=0.93, вероятность 0.93). Фракция С-1194/2 близконкордантна (степень дискордантности 1.4). Верхнее пересечение дискордии, построенной для всех пяти фракций циркона, с конкордией соответствует возрасту 488±5 млн лет (СКВО=0.023), нижнее пересечение отвечает современным потерям свинца. Морфологические особенности циркона, наличие тонкой зональности позволяют сделать вывод о его магматическом происхождении, в связи с чем возраст 488±5 млн лет принимается нами в качестве возраста кристаллизации гранитов Косматинского массива.

Среди циркона, выделенного из гнейсовидных роговообманковых гранодиоритов (обр. С-1217) Усть-Инканского массива, доминируют идиоморфные и субидиоморфные прозрачные длиннопризматические кристаллы с ровной поверхностью цирконового типа. Размер зерен циркона варьируется от 75 до 200 mkm; $К_{удл}$=3.0–4.0. Для исследований были использованы пять навесок циркона без видимых включений, отобранных из разных размерных фракций. Аналитические точки изотопного состава циркона всех фракций располагаются на конкордии. Возраст четырех фракций по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ находится в диапазоне 487.6–489.1 млн лет. Фракция С-1217/3, составленная из крупных зерен, расположена чуть выше, и ее возраст по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ равен 493.6 млн лет. Возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией для пяти фракций составляет 488±5 млн лет (СКВО=0.03), нижнее пересечение отвечает современным потерям свинца. Морфологические особенности циркона, наличие в нем тонкой осцилляторной зональности позволяют сделать вывод о кристаллизации циркона из расплава. Таким образом, полученный возраст 488±5 млн лет принят нами в качестве возраста становления роговообманковых гранодиоритов Усть-Инканского массива.

Циркон из гнейсовидных роговообманковых диоритов (обр. С-1218) Усть-Инканского массива представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными дипирамидально-призматическими кристаллами цирконового типа светло-кремового цвета. Размер зерен колеблется от 50 до 300 mkm; $К_{удл}$=1.5–2.0. Для исследований были использованы четыре навески кристаллов циркона без видимых включений, отобранные из различных размерных фракций. Аналитические точки изотопного состава циркона трех фракций располагаются непосредственно на конкордии, находясь в пределах аналитической ошибки в интервале по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ от 484.4 до 485.6 млн лет. Аналитическое значение для фракции циркона С-1218/3 также конкордантно и по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ составляет 480.6 млн лет. Дискордия для всех четырех фракций циркона по верхнему пересечению с конкордией отвечает возрасту 488±8 млн лет, СКВО=0.20. Вычисленная величина возраста четырех конкордантных фракций составила 484.3±1.3 млн лет (СКВО=0.49, вероятность конкордантности 0.48). Морфологические особенности циркона, наличие в нем тонкой осцилляторной зональности позволяют сделать вывод о его кристаллизации из расплава, в связи с чем возраст 488±8 млн лет принимается нами в качестве возраста диоритов Усть-Инканского массива.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что все исследованные породы, относимые в схемах расчленения геологических комплексов к различному возрастному уровню, имеют тождественный позднекембрийский-раннеордовикский возраст ~488 млн лет. Учитывая то, что эти интрузивные породы сформировались в пределах единой структуры (Мамынского террейна) и пространственно сближены между собой, а также обладают сходными геохимическими особенностями, можно достаточно обоснованно рассматривать их в качестве диорит-грано-

диорит-гранитового комплекса. Следует отметить, что ранее близкий в пределах погрешности анализа возраст был установлен для гранитов Ултучинского массива – 495±2 млн лет **[5]** и трахириодацитов Косматинского вулканического поля – 490±2 млн лет **[6]** того же Мамынского террейна, что свидетельствует о масштабности проявления кембрий-ордовикского магматизма в его строении.

Таким образом, полученные данные фиксируют этап интенсивного кислого магматизма, проявленного в строении Мамынского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, приходящийся на поздний кембрий – ранний ордовик. Этот же этап магматической активности отчетливо выражен и в строении других континентальных массивов восточной части этого складчатого пояса (Аргунского, Туранского (Буреинского), Малохинганского (Цзямусинского), что может указывать на их единую геодинамическую историю.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 13-05-00116) и Президиума ДВО РАН (грант № 12-I-0-ОНЗ-09), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее».

[1] *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.

[2] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[3] *Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C.* Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 41. P. 1–30.

[4] *Зубков В.Ф., Турбин М.Т.* Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500000. N-52-Г / Ред. М.Г. Золотов. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

[5] *Сорокин А.А. Кудряшов Н.М., Ли Цзиньи.* U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2004. № 5. С. 54–67.

[6] *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Первые U-Pb геохронологические и геохимические данные для поздневендских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2014 (в печати).

ПЕРВЫЕ $^{40}Ar/^{39}Ar$ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД УДСКОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

А.А. Сорокин, А.П. Сорокин*, В.А. Пономарчук**, А.В. Травин** ****

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru
**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ponomar@igm.nsc.ru
***Томск, Томский государственный университет

Восточная окраина Азиатского континента является ареной интенсивного проявления мезозойских магматических процессов, в ходе которых были сформированы обширные ареалы и протяженные пояса вулканических и плутонических пород (Монголо-Забайкальский, Большехинганский, Хингано-Охотский, Восточно-Сихотэ-Алинский; Становой, Удской, Охотско-Чукотский), наложенных на разновозрастные структуры Северо-Азиатского кратона, Центрально-Азиатского складчатого пояса, Сино-Корейского кратона. Несмотря на значительный прогресс в исследовании указанных процессов в последние годы, геодинамические обстановки из проявления были и остаются предметом острых дискуссий.

Одной из ключевых мезозойских магматических структур, от понимания хронологии формирования которой зависит корректность интерпретации геодинамической эволюции восточной окраины Азии в мезозое, является Удской вулканический пояс, выделяемый в районе Удской губы Охотского моря. По существующим представлениям пояс сложен позднеюрско-неокомовыми вулканитами преимущественно среднего и основного состава и сменяется в глубь континента Становым батолитовым поясом **[1]**. В то же время существуют косвенные данные о проявлении в пределах этой структуры и раннеюрского андезитового вулканизма **[1, 2]**. С учетом важности реконструкции хронологии проявления магматической активности в истории формирования Удского пояса нами были проведены геохимические и $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологические исследования вулканических пород Куныканского и Нижнечогарского полей в бассейне р. Чогар (левый приток р. Уды). В схемах корреляции геологических комплексов они отнесены к верхнеюрской-нижнемеловой джелонской свите **[2, 3]**. Стратиграфическое положение этой свиты обосновывается флористическими комплексами, однако определяемых растительных остатков в составе отложений непосредственно в районе исследований обнаружено не было **[3]**.

В строении Нижнечогарского вулканического поля преобладают темно-серые, зеленовато-серые массивные порфировые оливинсодержащие двупироксеновые андезибазальты. Они характеризуются незначительными вариациями SiO_2=51.72–53.72 %, K_2O+Na_2O=2.95–3.91 %, K_2O=0.21–0.37 %, FeO*/MgO=2.4–2.3, соответствующими таковым в низкокалиевых толеитах. Породам свойственны сравнительно низкие концентрации Rb=2.0–4.0 г/т, Ba=157–280 г/т, Th=0.32–0.41 г/т, U=0.11–0.14 г/т, Nb=2.03–2.68 г/т, Ta=0.11–0.19 г/т, Hf=1.02–1.63 г/т, Pb=2.06–4.72 г/т, сопоставимые с содержаниями в нижней континентальной коре, и лишь количества Zr=86–90 г/т и Sr=462–580 г/т незначительно превышают содержания в указанном геохимическом эталоне. Концентрации редкоземельных элементов в этих андезибазальтах низкие (SumREE=48–51 г/т), а их распределение слабо дифференцировано ([La/Yb]n=2.52–2.93) при отсутствии европиевой аномалии (Eu/Eu*=1.98–1.00).

Куныканское вулканическое поле сложено преимущественно темно-серыми порфировидными двупироксеновыми андезитами. По соотношению SiO_2 (59.96–64.02 %) и K_2O+Na_2O=6.03–6.56 % и концентрации K_2O (1.37–2.22 %) породы отвечают низко-К известково-щелочной серии, тогда как величина отношения FeO*/MgO=2.2–3.4 свойственна породам толеитовой серии. По сравнению с андезибазальтами Нижнечогарского поля в андезитах Куныканского поля отмечаются более высокие концентрации большинства литофильных элементов: Rb=18–43 г/т, Ba=827–1525 г/т, Sr=644–732 г/т, Th=1.61–3.04 г/т, U=0.56–1.23 г/т, Nb=4.48–6.26 г/т, Ta=0.27–0.41 г/т, Hf=2.79–3.31 г/т, Pb=8.0–14.1 г/т, Zr=154–208 г/т. Содержания редко-

земельных элементов в рассматриваемых андезитах также более высокие (SumREE=77–129 г/т), а их распределение более дифференцированно ([La/Yb]n=3.95–5.04) при слабопроявленной европиевой аномалии (Eu/Eu*=0.59–0.64).

Геохронологические $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследования выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по матриксу, выделенному из андезибазальтов Нижнечогарского поля и андезитов Куныканского поля.

На термограмме матрикса из двупироксеновых андезибазальтов Нижнечогарского поля (обр. С-1164) пять из шести ступеней образуют плато со значением 177±2 млн лет (99 % выделенного газа, интегральный возраст 177±3 млн лет). В изохронном варианте расчета возраст составляет 177±3 млн лет (СКВО=0.6, начальное отношение $(^{40}Ar/^{36}Ar)_o$=296±3)).

Для матрикса из образца двупироксеновых андезитов Куныканского поля (обр. С-1115-8) получено значение возраста по плато – 178±2 млн лет (42 % выделенного газа, интегральный возраст 176±3 млн лет) и близкая в пределах погрешности оценка в изохронном варианте – 174±5 млн лет (СКВО=1.1, начальное отношение $(^{40}Ar/^{36}Ar)_o$=340±85)).

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что исследованные вулканические породы имеют возраст 178–176 млн лет, отвечающий ранней юре. Этот результат является первым геохронологическим свидетельством раннеюрского вулканизма в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, притом что на возможное присутствие андезитового вулканизма раннеюрского возраста в рассматриваемом районе указывалось и ранее **[1, 2]**.

Как отмечалось выше, в рамках существующих представлений Удской вулканический пояс сменяется в глубь континента Становым батолитовым поясом **[1 и др.]**. В то же время полученные к настоящему времени геохронологические данные противоречат такому предположению. Так, интрузии Станового пояса имеют возраст в интервале 134–122 млн лет **[4–7]**, а вулканиты, завершающие становление этого пояса, – 117–110 млн лет **[8, 9]**, что существенно моложе возраста вулканитов Куныканского и Нижнечогарского вулканических полей – 178–176 млн лет (данное исследование).

Кроме того, представляется важным отметить, что Удской пояс обычно рассматривается в качестве магматической дуги, сформировавшейся над зоной субдукции **[1, 10]**. В процессе данного исследования установлено, что вулканиты характеризуются оливин-двупироксеновым парагенезисом, не свойственным породам, образующимся в результате субдукционных процессов.

В целом в результате выполненных исследований установлено, что, по крайней мере, часть средних и основных вулканитов, включаемых в состав Удского пояса, имеет раннеюрский (178–176 млн лет) возраст. Это обстоятельство не позволяет рассматривать Становой батолитовый пояс в качестве продолжения Удского пояса в глубь континента, как это предполагается в большинстве тектонических схем.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00074, 14-05-00734), Президиума ДВО РАН (проекты 12-I-0-ОНЗ-01, 12-I-0-ОНЗ-09), Министерства образования и науки РФ.

[1] *Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

[2] *Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья*. Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1990.

[3] *Брагинский С.М.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Удская. Лист N-53-XIII / Ред. А.П. Глушков. Л.: ВСЕГЕИ, 1974.

[4] *Бучко И.В., Бучко Ир.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В.* Закономерности локализации оруденения, возраст и связь с магматизмом серебро-полиметаллического месторождения Моготинское (Северо-Становая металлогеническая зона, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 2. С. 118–130.

[5] *Бучко И.В., Сорокин А.А., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Кудряшов Н.М.* Позднемезозойские постколлизионные высококалиевые габброиды Джугджуро-Станового супертеррейна // ДАН. 2010. Т. 431, № 3. С. 361–364.

[6] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яков-*

лева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса Удско-Зейского магматического пояса // ДАН. 2014. Т. 456, № 3. С. 314–319.

[7] *Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П., Гимон В.О.* Геохронология мезозойских гранитоидов и связанного с ними молибденового оруденения западной части Джугджуро-Станового супертеррейна // ДАН. 2007. Т. 416, № 6. С. 794–798.

[8] *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): $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2012. Т. 445, № 4. С. 445–449.

[9] *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): $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2013. Т. 451, № 5. С. 560–564.

[10] *Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Peleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. P. 486–640.

КОРРЕКТИРОВКА СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА

А.М. Станевич

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

В унифицированной схеме стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомского региона (БПР) **[5]** вся известная последовательность отложений была относительно равномерно распределена по временному интервалу рифея и венда (1650–540 млн лет).

В свое время отсутствие изотопно-геохронологических данных и неоднозначность коррелятивного значения межрегиональных форм фитолитов и микрофоссилий оставило спорным вопрос об объеме позднего рифея в эталонных разрезах внешних зон БПР **[5]**. Крайние точки зрения на возраст базальных слоев дальнетайгинского горизонта **[3, 9]** различались интервалом более чем триста миллионов лет. На совещании в 1979 г. в Новосибирске официально был принят компромиссный, но явно алогичный вариант проведения границы среднего и позднего рифея по подошве верхних свит дальнетайгинского горизонта (улунтуйская, валюхтинская и другие свиты) **[5]**. Основанием представлений о среднерифейском положении нижней части или всего объема дальнетайгинского горизонта **[3, 5]** являлось то, что возрастные границы подразделений рифея были проведены в значительной мере на основании положения определенных форм строматолитов в типовых разрезах рифея Южного Урала.

В последнее десятилетие появилась точка зрения о вендском положении дальнетайгинского и жуинского горизонтов **[6]**. По известнякам улунтуйской свиты были получены уточненные изотопные и изохронные Pb–Pb данные, которые позволили более уверенно говорить об эдиакарском или вендском возрасте дальнетайгинского горизонта **[11]**. В Патомской зоне для этого уровня также стали известны близкие значения по $^{87}Sr/^{86}Sr$ **[4]**. Независимо вывод о вендском возрасте хомолхинской свиты Бодайбинской зоны был получен по результатам $^{208}Pb/^{238}U$ датирования детритовых цирконов и монацитов **[12]**. Все эти данные показывают, что гляциальные диамиктиты основания дальнетайгинского горизонта сформировались в интервале 610–590 млн лет **[4]** и уверенно могут сопоставляться с нижневендскими оледенениями Марино, Наньто. В последнее время были получены значения возраста кластогенных цирконов из улунтуйской, качергатской и ушаковской свит Прибайкальской зоны, которые подтвердили вендский возраст этих стратонов **[1]**.

Более молодое, чем считалось ранее, положение рассматриваемых подразделений подтверждают и микрофоссилии. Из верхних слоев дальнетайгинского горизонта в Патомской зоне (уринская свита) описана ассоциация сложнопостроенных акритарх пертататакского типа, которая в мире характерна для средневерхней части эдиакария **[2, 13]**. С позиции вендского положения дальнетайгинского и жуинского горизонтов логичными становятся находки известных ранее только в палеозое форм *Dictyotidium* Eis., emend. Stapl. **[8]** и крупных *Obruchevella olchinica* Gorod. et Drobk. **[7]**.

В Прибайкальской зоне базальные слои дальнетайгинского горизонта залегают на гранитах и порфирах нижнего протерозоя. Вместе с тем, известны отложения, которые разделяют эти разновозрастные образования. При среднемасштабном геологическом картировании в бассейне р. Сармы была выделена нуганская свита. Среди отложений разного состава в ней присутствуют слои туфовых сланцев. По вулканической составляющей эти образования могут быть сопоставлены с дайками и отложениями (медвежевский и баллаганахский горизонты), характеризующими этап пассивной окраины юга Сибирского кратона **[8, 10]**. Учитывая возрастные данные по поддальнетайгинским долеритам **[10]**, можно сделать вывод о том, что этот уровень медвежевского горизонта, по всей вероятности, сформировался в середине позднего рифея.

Таким образом, сходимые возрастные данные по разрезам Прибайкальской, Патомской и Бодайбинской зон, во-первых, свидетельствуют о корректности проведенной сотнями геологов корреляции, во-вторых, показывают громадный возрастной пробел длительностью около мил-

лиарда лет в знаниях о геологической истории БПР в позднем докембрии и, наконец, позволяют существенно скорректировать положение подразделений позднего протерозоя БПР в стратиграфической схеме **[5]**, включая в нее и отложения Бодайбинской зоны. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект 13-05-00048-а.

[1] *Гладкочуб Д.П., Николь Г., Станевич А.М. и др.* Возраст и источники вещества позднедокембрийских осадочных толщ Южного Прибайкалья: результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов // ДАН. 2013. Т. 450, № 3. С. 318–322.

[2] *Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б.* Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 4. С. 3–27.

[3] *Дольник Т.А.* Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 320 с.

[4] *Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. и др.* Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

[5] *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.

[6] *Советов Ю.К., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 4. С. 3–34.

[7] *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Корнилова Т.А., Максимова Е.Н.* Минерализованная микробиота улунтуйской свиты неопротерозоя // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 1. С. 98–107.

[8] *Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н.* Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2006. 204 с.

[9] *Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.* Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25–33.

[10] *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.

[11] *Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M. et al.* Age constraints on the Upper Proterozoic Baikal Group from combined Sr and Pb-Pb isotope data for the sedimentary carbonates of the Baikal type section, southeastern Siberia // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 51–66.

[12] *Meffre S., Large R.R., Scott R. et al.* Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. P. 2377–2391.

[13] *Moczydłowska M., Nagovitsin K.E.* Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia // Precambrian Research. 2012. V. 198–199. P. 1–24.

КОРРЕЛЯЦИЯ И МИКРОФОССИЛИИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ ЧАЙКИНСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВ. 279

А.М. Станевич, Т.А. Корнилова, А.М. Мазукабзов, А.Г. Вахромеев

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

За все время изучения геологии Байкало-Патомского региона (БПР) (рисунок) существовала проблема проведения посвитной или погоризонтной корреляции позднепротерозойских толщ БПР и подкембрийских отложений, вскрытых скважинами на юге Сибирской платформы (ЮСП). Основным фактором кажущейся несопоставимости стратоподразделений БПР и ЮСП являлось, в большей мере, существование разных точек зрения на положение их в геохронологической шкале. Если все свиты ЮСП коррелировались с интервалом венда – нижнего кембрия и дискуссия шла о проведении нижней границы последнего **[3]**, то большая часть разреза БПР сопоставлялась с рифеем и основной спор касался проведения в разрезах границы среднего и позднего рифея **[4]**. С момента принятия предыдущих стратиграфических схем БПР **[4]** и ЮСП **[3]** получены многочисленные новые данные, в той или иной мере, а иногда кардинально меняющие представления о возрасте отложений и истории развития осадконакопления в позднем докембрии БПР (см. предыдущие тезисы сборника).

Комплекс известных и новых данных позволяет предложить вариант корреляции отложений БПР и ЮСП (рисунок). Из верхних слоев горизонта в Патомской зоне (уринская свита) описана ассоциация сложнопостроенных акритарх пертататакского типа, которая в мире характерна для средневерхней части эдиакария **[1, 11]**. Часть этих микрофоссилий из более северных скважин ранее определялась как *Baltisphaeridium* Eis. и др., и вмещающие их отложения сопоставлялись с люкатиским горизонтом нижнего кембрия Восточно-Европейской платформы **[6]**. Обобщение Е.Ю. Голубковой имеющихся данных по крупным акритархам из скважин, с ревизией и сравнением с результатами зарубежных исследователей, позволило провести корреляцию с разрезами мира и обосновать возрастное положение слоев непского горизонта **[1]**. Другим косвенным признаком корреляции непского и дальнетайгинского горизонтов являются крупные спиральные микрофоссилии, характерные преимущественно для венда, что подтверждается радиохронологическими данными (рисунок).

Установлено, что на основании ассоциаций мелкораковинной фауны (SSF) зон *A. trisulcatus* и *P. antigua* отложения относятся к немакит-далдынскому ярусу верхов венда по российской шкале и к основанию кембрия по международной шкале (рисунок) **[2, 7, 8]**. Окаменелости же зоны *N. sunnaginicus* указывают на принадлежность отложений к томмотскому ярусу нижнего кембрия. Эти данные вначале были получены по отложениям даниловского горизонта в скважине Верхневилючанская 602 **[8]**. Затем схожие ассоциации были определены на р. Лене, в разрезах выше пос. Нохтуйска, на основании чего нохтуйская свита была полностью отнесена к томмотскому ярусу нижнего кембрия **[7]**. В БПР, на р. Чае, граница между двумя ярусами на основе мелкораковинной фауны была проведена ориентировочно по кровле присаянского горизонта **[2]**.

Авторами изучены микрофоссилии из отложений, вскрытых Чайкинской параметрической скважиной 279, литология которых полно описана ранее **[9]**. Наиболее благоприятные для изучения микрофоссилий алевроаргиллиты были отобраны из подпродуктивного интервала непского горизонта. Микрофоссилии изучались как в препаратах, так и в петрографических шлифах. Встречены разнообразные трихомы, видимо, снесенные с мелководных (прибрежных ?) зон карбонатонакопления. Повсеместно присутствуют виды акритарх *Leiosphaeridia* Eis., известных в мире с нижнего рифея. Отмечаются мелкие и темные (ожелезненные) *Octaedrixim* Rud. Разнообразны колонии придонных бактерий, скорее всего железистых **[5]**. Большинство форм являются стратиграфически проходящими с рифейских уровней, как и фрагменты *Olenekus spiralis* Stan., открытого недавно в отложениях верхов мезопротерозоя Оленекского поднятия. Встречены ожелезненные крупные *Volyniella cf. rotundata* Kol., которые известны только из юдомия (венда) Сибири.

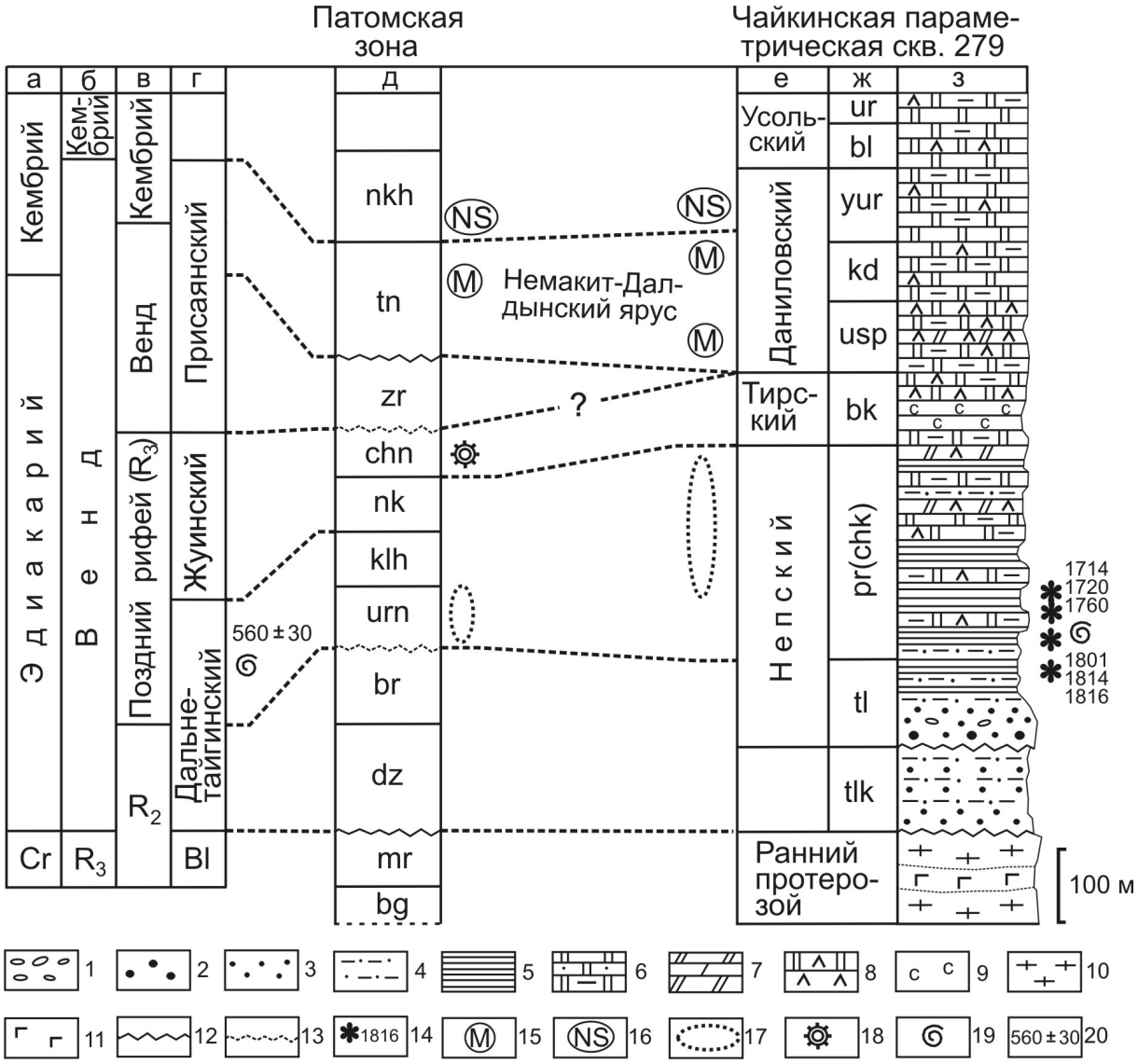


Схема сопоставления отложений скважины 279 и Байкало-Патомского региона (БПР). Условные обозначения к подразделам стратиграфической колонки: а – общая шкала международная; б – общая шкала российская, расчленение, принятое в данных тезисах; в – общая шкала российская, расчленение принятое в унифицированной схеме **[4]**; г – региональные горизонты БПР; д – свиты Патомской зоны; е – региональные горизонты юга Сибирской платформы **[3]**; ж – свиты скважины 279; з – литология. *1* – конгломераты; *2* – гравелиты; *3* – песчаники; *4* – алевролиты; *5* – аргиллиты; *6* – доломиты, доломиты песчаные, песчанистые; переслаивание доломитов и алевроаргиллитов; *7* – мергели доломитовые, известковые; *8* – карбонаты ангидритовые, ангидриты; *9* – соли; *10* – гранитоиды нижнего протерозоя; *11* – габбро-диабазы; *12–13* – несогласия: *12* – явные, *13* – предполагаемые; *14* – ассоциации микрофоссилий и номера проб; *15–16* – находки мелкораковинной фауны (SSF): *15* – зон *A. trisulcatus* и *P. antigua* (немакит-далдынский ярус), *16* – зоны *N. sunnaginicus* (томмотский ярус); *17* – положение ассоциации микрофоссилий средне-позднеэдиакарского возраста (пертататакского типа); *18* – положение форм микрофоссилий *Dictyotidium* Eis. и др.; *19* – положение микрофоссилий *Obruchevella olkhinica и Volyniella rotundata*; *20* – датировка Pb-Pb методом по известнякам **[10]**. Обозначения стратоподразделений: bg – бугарихтинская; bk – бюкская; Bl – баллаганахский; bl – билирская; br – баракунская; chn – ченчинская; Cr – криогений; dz – джемкуканская; kd – кудулахская; klh – каланчевская; mr – мариинская; nk – никольская; nkh – нохтуйская; pr(chk) – паршинская (чайкинская); tl – талахская; tlk – талаканская; tn – тинновская; ur – юрегинская; urn – уринская; usp – успунская; yur – юряхская; zr – жербинская.

Из всего вышесказанного видно, что толщи БПР, начиная с дальнетайгинского горизонта, и отложения, вскрываемые скважинами ЮСП, относятся к венду (600–540 млн лет). Наиболее конкретно, до свит, корреляцию между ними можно провести с тирского горизонта до кембрия. Варианты сопоставлений более нижних подразделений разрезов обеих территорий в любом случае будут дисскусионны. Корреляция толщ БПР и ЮСП на основе преимущественно палеонтологических данных существенно расширяет возможности реконструкции тектонической и седиментационной эволюции морских палеобассейнов на юге Сибирского кратона. Но подтверждение и конкретизация сделанных выводов требует существенных дополнительных исследований.

[1] *Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б.* Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 4. С. 3–27.

[2] *Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.* Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 5. С. 28–41.

[3] *Решения 4-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы*. Новосибирск: МСК, 1989. 63 с.

[4] *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.

[5] *Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н.* Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2006. 204 с.

[6] *Файзулина З.Х., Лысова Л.А., Трещетенкова А.А., Галперова Е.М., Дробкова Е.Л.* Биостратиграфия позднедокембрийских и раннекембрийских отложений Непско-Ботуобинского района // Известия АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 13–26.

[7] *Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якшин М.С., Пономарчук В.А.* Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 4. С. 465–484.

[8] *Хоментовский В.В., Федоров А.Б., Карлова Г.А.* Нижняя граница кембрия во внутренних районах севера Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6, № 1. С. 3–11.

[9] *Шемин Г.Г., Терлеев А.А., Постников А.А., Токарев Д.А., Кочнев Б.Б.* Особенности строения разреза вендско-нижнекембрийских отложений Сибирской платформы, вскрытых Чайкинской параметрической скв. 279 // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2011. № 4 (8). С. 21–29.

[10] *Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V.* Age constraints on the Upper Proterozoic Baikal Group from combined Sr and Pb-Pb isotope data for the sedimentary carbonates of the Baikal type section, southeastern Siberia // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 51–66.

[11] *Moczydłowska M., Nagovitsin K.E.* Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia // Precambrian Research. 2012. V. 198–199. P. 1–24.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭНИГМАТИТ-РЁНИТ В ТАЖЕРАНСКОМ МАССИВЕ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.Е. Старикова, Е.В. Скляров** ****

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, starikova@igm.nsc.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
***Владивосток, Дальневосточный федеральный университет, skl@crust.irk.ru

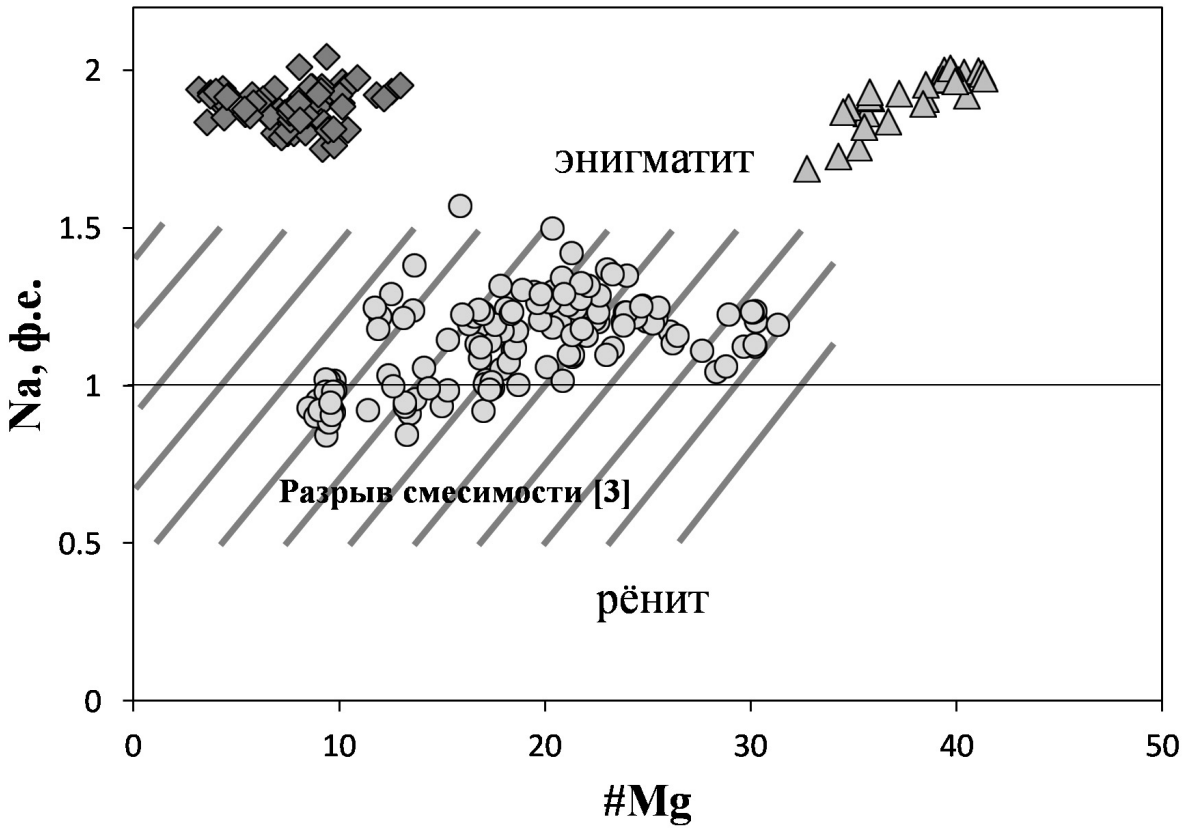
Тажеранский массив сиенитов и нефелиновых сиенитов характеризуется богатейшим спектром метасоматических минералов, детально описанных А.А. Коневым и В.С. Самойловым еще сорок лет назад в фундаментальной монографии **[1]**. Однако находки новых, не известных ранее в массиве минералов продолжаются. В частности, в контактовой части жилы нефелиновых сиенитов в бруситовых мраморах и в метасоматизированных дайках плагиоклазовых порфиритов были обнаружены минералы группы энигматит-рёнит, характеризующиеся весьма необычными составами.

Группа энигматит-рёнит относится к цепочным силикатам, и если энигматит ($Na_2Fe^{2+}{}_5TiSi_6O_{20}$) считается относительно распространенным акцессорием для щелочных пород, то рёнит ($Ca_2(Fe^{2+},Mg)_5TiSi_4Al_2O_{20}$) весьма редок и имеет достаточно узкое поле устойчивости. Разности промежуточного состава никогда не были описаны, что давало основание предполагать наличие разрыва смесимости между членами группы. Тажеранский массив является первым местом, где на участке, не превышающем 10 м, химизм минералов группы энигматит-рёнит варьируется в столь значительной степени. Всего в пределах Тажерана можно выделить три типа минералов этой группы: энигматиты типичного состава, высокомагнезиальные энигматиты и промежуточные члены группы энигматит-рёнит.

Составы различных типов минералов группы энигматит-рёнит Тажеранского массива, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	39.70	39.52	44.81	44.61	34.29	34.04	35.09	33.76	32.05	33.78
TiO_2	9.52	9.66	10.07	10.13	10.83	9.72	9.74	9.39	9.89	9.07
Al_2O_3	2.40	2.55	0.59	0.49	6.63	6.73	6.48	7.07	7.73	7.22
Fe_2O_3	0.98	0.74	0.23	0.12	0.85	1.72	0.99	0.93	1.34	1.01
FeO	36.67	37.99	24.88	26.13	33.11	33.63	33.59	36.75	36.62	36.63
MnO	0.67	0.68	1.08	1.14	0.4	0.43	0.39	0.48	0.44	0.61
MgO	1.79	1.28	10.66	9.75	4.11	3.68	3.8	2.24	2.11	2.21
CaO	0.98	0.95	н.п.о.	н.п.о.	5.08	5.54	5.29	6.79	7.36	6.73
Na_2O	6.90	6.75	7.76	7.64	4.58	4.35	4.54	3.57	3.21	3.55
Сумма	99.61	100.12	100.07	100.01	99.87	99.83	99.91	100.98	100.74	100.80
Формульные единицы рассчитаны на 20 кислородов и 14 катионов										
Si	5.628	5.605	5.924	5.922	4.802	4.818	4.945	4.797	4.585	4,806
Ti	1.015	1.030	1.001	1.011	1.141	1.035	1.032	1.003	1.064	0.970
Al^{IV}	0.372	0.395	0.076	0.077	1.095	1.123	1.055	1.184	1.304	1.194
Al^{VI}	0.029	0.032	0.016				0.021	0.000	0.000	0.017
Fe^{3+}	0.105	0.079	0.023	0.012	0.089	0.183	0.105	0.099	0.144	0.108
Fe^{2+}	4.347	4.506	2.750	2.901	3.877	3.980	3.958	4.367	4.381	4.357
Mn	0.080	0.082	0.120	0.128	0.047	0.052	0.047	0.058	0.053	0.074
Mg	0.378	0.271	2.100	1.929	0.858	0.776	0.798	0.474	0.450	0.469
Ca	0.149	0.144	-	-	0.762	0.840	0.799	1.034	1.128	1.026
Na	1.897	1.856	1.989	1.966	1.244	1.194	1.240	0.984	0.890	0.979
Mg#	8.0	5.7	43.3	39.9	18.12	16.32	16.78	9.80	9.31	9.71

Примечание. 1–2 – типичный энигматит; 3–4 – высокомагнезиальный энигматит; 5–7 – высококальциевый энигматит; 8–10 – высоконатровый рёнит. н.п.о. – ниже пределов обнаружения.



Составы минералов группы энигматит-рёнит: ромб – типичные энигматиты, треугольник – высокомагнезиальные энигматиты, кружки – высококальциевые энигматиты и высоконатровые рёниты. #Mg=Mg/(Mg+Fe^{2+})×100.

Типичный (MgO до 2 мас. %) и высокомагнезиальный (MgO до 11 мас. %) энигматиты были обнаружены в метасоматизированных краевых частях дайки нефелиновых сиенитов (таблица). Обе разновидности встречаются в схожих ассоциациях с эгирин-авгитом, калишпатом, нефелином и ильменитом. Однако степень преобразования пород с типичным энигматитом значительно ниже. Об этом можно судить по реликтам первичного пироксена, присутствующим в породе, и меньшей степени замещения зерен калишпата нефелином и альбитом. Здесь энигматит приурочен к зернам ильменита и, как правило, образует каймы на контакте с эгирин-авгитом. Нередко в каймах отмечаются идиоморфные зерна апатита. В данном случае реакцией образования энигматита может быть следующая:

$$\underline{4\ \text{эгирин}^{Cpx}+8\ \text{геденбергит}^{Cpx}+3\ \text{ильменит}=3\ \text{энигматит}+1.6\ \text{апатит}}$$
$$4\ NaFe^{3+}Si_2O_6+8\ CaFe^{2+}Si_2O_6+3\ FeTiO_3+2\ Na^{+}{}_{(fluid)}+2.4\ P_2O_{5(fluid)}+F^{-}+0.3\ H_2O =$$
$$=3\ Na_2Fe^{2+}{}_5Si_6O_{20}+1.6\ Ca_5[PO_4]_3(F,OH)+6\ SiO_{2\ (fluid)}+0.25\ O_2.$$

Она лучше соотносится с ассоциацией минералов и их химизмом, чем предлагаемая ранее реакция для образования энигматита **[4]**: ильменит+эгирин=энигматит.

Mg-энигматит образует симплектитовые структуры с нефелином и редко приурочен к зернам ильменита. Общее количество последнего в ассоциации с Mg-энигматитом значительно ниже, чем с типичным энигматитом. Реликты ильменита нередко окружены каймой титанита. На границе зерен ильменита с Mg-энигматитом отмечается тонкая зона лоренценита ($Na_2Ti_2Si_2O_9$). В пироксенах, ассоциирующих с Mg-энигматитом, отмечаются высокие содержания титана (TiO_2 до 7.5 мас. %).

Несмотря на то, что изоморфизм Fe^{2+}-Mg является одним из самых распространенных в минералах с переменным составом, для энигматита он крайне нехарактерен (в типичных эниг-

матитах MgO<1 мас. %) **[2]**. Высокомагнезиальный энигматит Тажеранского массива является второй находкой в мире с подобными содержаниями MgO. Первая была описана в нефелиновых сиенитах Mount Kenia **[5]**.

Минералы промежуточного состава группы энигматит-рёнит были обнаружены в дайках метасоматизированных плагиоклазовых порфиритов, где они образуют симплектитовые срастания с нефелином и ассоциируют с оливином (#Mg 27–30), клинопироксеном диопсид-геденбергитового ряда (#Mg 55–65) и керсутитом. Большинство исследованных минералов третьего типа попадает в область высокальциевых энигматитов, однако часть составов по правилу 50 % все-таки относится к высоконатровым рёнитам (рисунок). Изоморфизм $Si+Na \rightarrow Al^{IV}+Ca$ типичен для группы энигматит – рёнит, однако он считался крайне ограниченным **[3]**. Таким образом, находка промежуточных членов группы энигматит-рёнит позволяет значительно расширить поле устойчивости их составов.

Пространственная близость энигматит-рёнитсодержащих пород позволяет предполагать, что их преобразование происходило под воздействием единого источника флюида. О температуре метасоматоза можно судить по температуре устойчивости энигматита 700–900 °С при давлении, ранее определенном для массива (Р<1кб) **[1]**. При этом наблюдается прямая зависимость состава минералов ряда энигматит-рёнит от первоначального состава метасоматизированной породы: энигматиты развиваются в метасоматизированном сиените, более кальциевые разности – по основным породам.

[1] *Конев А.А., Самойлов С.В.* Контактовый метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 244 с.

[2] *Grew E.S., Halenius U., Pasero M., Barbier J.* Recommended nomenclature for the sapphirine and surinamite groups (sapphirine supergroup) // Mineralogical Magazine. 2008. V. 72, № 4. P. 839–876.

[3] *Kunzmann T.* The aenigmatite-rhönite mineral group // European Journal of Mineralogy. 1999. V. 11. P. 743–756.

[4] *Nicholls J., Carmichael J.S.E.* Peralkaline acid liquids: a petrological Study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1969. V. 20. P. 268–294.

[5] *Price R.C., Johnson R.W., Gray C.M., Frey F.A.* Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt. Kenya // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1985. V. 89. P. 394–409.

СМЕНА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ В АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЕ ЦЭЛСКОГО ТЕРРЕЙНА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ) НА ОСНОВЕ P-T РЕКОНСТРУКЦИЙ ПО ЗОНАЛЬНОСТЯМ ГРАНАТОВ

*В.П. Сухоруков**, О.П. Полянский*, С.В. Зиновьев**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
**Новосибирск, Новосибирский государственный университет, svp@igm.nsc.ru

Метод определения P-T параметров метаморфизма с использованием зональных гранатов в настоящее время активно развивается с целью реконструкции эволюции аккреционно-коллизионных структур **[1]**. Ранее нами **[2]** был детально изучен завершающий (пермско-триасовый) этап эволюции западной части Цэлского террейна (Монгольский Алтай), связанный с надвигообразованием и эксгумацией метаморфического комплекса. В настоящем сообщении приводятся результаты исследований этапов метаморфизма прогрессивной стадии, связанной с континентальной коллизией в восточной части Цэлского террейна.

Цэлский террейн относится к структурам Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он расположен в Западной Монголии и протягивается субмеридионально более чем на 600 км вдоль Главного Монгольского линеамента, отделяющего каледониды северной и герциниды Южной Монголии **[3]**. На западе Цэлский террейн находит продолжение в комплексах Китайского Алтая, с которыми он коррелирует по возрасту протолита, а также времени и характеру проявления метаморфизма **[4]**. В пределах Цэлского террейна установлено проявление двух контрастных типов метаморфизма: высокоградиентный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа сменяется низкоградиентным кианит-силлиманитового типа **[5, 6]**.

Изучаемая область находится в районе Цогт-сомона в долине реки Гэгэтин-Гол. Здесь преимущественно распространены глиноземистые метаморфические сланцы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, переслаивающиеся с гранатовыми амфиболитами с редкими интрузиями гранитоидов. С юга метаморфические сланцы граничат с блоком высокотемпературных полевошпатовых гнейсов, переслаивающихся с гранатовыми амфиболитами.

Степень метаморфизма сланцев возрастает с севера на юг, по минеральным ассоциациям можно выделить следующие зоны метаморфизма: биотит-мусковитовую (Bt+Ms+Chl+Ab+Qtz), гранатовую (Grt+Bt+Ms+Chl+Ab+Qtz) и ставролитовую (St+Grt+-Ky+Bt+Ms+Chl+Pl+Qtz). Глиноземистые сланцы местами перемежаются с гранатовыми амфиболитами (Grt+Hbl±Bt+Pl+ +Qtz).

В пределах гранатовой и ставролитовой зон широко распространены зерна граната с резко зональным строением. На основании строения зерен, расположения и размеров минеральных включений, а также химического состава можно выделить несколько генераций граната, которые проявляются как последовательно в одном зерне, так и по отдельности или в разных сочетаниях.

Гранат первой генерации $Alm_{60-66}Py_{8-12}Grs_{5-10}Sps_{23-8}$, как правило, характеризуется правильными кристаллографическими очертаниями, содержит небольшое количество мелких включений кварца и ильменита, часто расположенных секториально. Концентрационный профиль по марганцу имеет колоколообразную форму с максимумом в центре зерен, содержание гроссулярового компонента постоянно либо с повышением в краевых частях, содержание альмандина и пиропа повышается к краям. Гранат этой генерации слагает ядра в многозонных кристаллах, встречается в пределах гранатовой и ставролитовой зон. Вторая генерация характеризуется обильными включениями кварца и ильменита размером в сотни микрон. Часто включения расположены ориентированно и образуют S-образную структуру. Отличительной чертой этой генерации является повышенное содержание гроссуляра (от 10 % в одних образцах до 20 % в других, $Alm_{60-70}Py_{5-12}Grs_{10-20}Sps_{8-17}$). Гранат этой генерации может слагать каймы вокруг граната первой генерации, ядра в зернах, обрастающие гранатом третьей генерации, а

также самостоятельные зерна. В некоторых зернах проявлена третья генерация граната, которая характеризуется снижением содержания гроссулярового компонента до 8–9 % и повышением концентрации альмандина $Alm_{60-70}Py_{12-13}Grs_{9-14}Sps_{4-6}$. Гранат третьей генерации содержит мелкие включения рудного минерала размером первые микроны. В пределах ставролитовой зоны встречаются также футлярные кристаллы граната в виде кайм вокруг граната ранних генераций, иногда частично соприкасающиеся с ними, а иногда полностью отделенные зернами кварца и биотита.

Оценки P-T-параметров метаморфизма производились с использованием комбинации гранат-биотитового термометра и гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого барометра, а также моделирования в программе Perplex 668 **[7]**. Параметры образования первой генерации граната составляют 530–570 °С и 3.5 кбар, второй генерации – достигают 5.5–7.0 кбар при 530–560 °С, третья генерация сформировалась приблизительно при T=560–630 °С и P=6–7 кбар.

Формирование первой генерации граната должно быть связано с высокоградиентным метаморфизмом (градиент порядка 50 °/км), формирование второй генерации – со значительным увеличением давления. Характерные S-структуры в них позволяют предположить, что рост порфиробластов происходил в условиях дислокаций, связанных, вероятно, с надвигообразованием. Этот эпизод метаморфизма характеризуется термальным градиентом, близким к среднему (около 30 °/км). Формирование третьей генерации граната и футлярных кристаллов отражает повышение температуры при постоянном или незначительном снижении давления. Это повышение может быть связано с прогревом погруженной толщи за счет собственных радиогенных источников или с дополнительным привносом тепла.

Проявление высокоградиентного метаморфизма ранее отмечалось в пределах Цэлского террейна **[8]**. В непосредственной близости от описываемых объектов отмечались выходы пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма; повышенный тепловой поток, необходимый для их образования, связывался с субдукционными процессами в обстановке активной континентальной окраины каледонского палеоконтинента. Согласно полученным нами результатам, субдукционная обстановка должна была смениться непосредственно на коллизионную с увеличением мощности коры не менее чем на 15 км и формированием зонального метаморфического ореола кианит-силлиманитовой фациальной серии.

Работа поддержана грантами РФФИ №14-05-00188, 14-05-00117.

[1] *Caddick M.J., Kohn M.J.* Garnet: witness to the evolution of destructive plate boundaries // Elements. 2013. V. 9, № 6. P. 427–432.

[2] *Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., Алехин И.Г., Юдин Д.С.* Тектоническая интерпретация термохронологических данных и P-T параметров метаморфизма пород зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 9. С. 1256–1275.

[3] *Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. P. 87–110.

[4] *Jiang Y., Sun M., Kröner A. et al.* The high-grade Tseel Terrane in SW Mongolia: An Early Paleozoic arc system or a Precambrian sliver? // Lithos. 2012. V. 142–143. P. 95–115.

[5] *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.

[6] *Сухоруков В.П.* Состав и условия образования андалузит-кианит-силлиманитовых пегматоидных обособлений в метаморфических породах Цэлского блока (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика. 2007. № 6. С. 617–622.

[7] *Connolly J.A.D.* Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics // American Journal of Science. 1990. V. 290. P. 666–718.

[8] *Козаков И.К., Диденко А.Н., Азимов П.Я. и др.* Геодинамические обстановки и условия формирования кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов // Геотектоника. 2011. № 3. С. 7–30.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Т.Ю. Тверитинова

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, tvertat@yandex.ru

Структурные планы. Известно, что при большом разнообразии и изменчивости простираний складчатых структур существует их подчиненность некоторым генеральным направлениям. При изучении любого региона (складчатая область или платформа, выход на поверхность дислоцированных или скрытых плитным чехлом комплексов) обычно выявляется наличие нескольких структурных планов – систем структурно-формационных зон, соответствующих определенным этапам развития территории с закономерным распределением формирующихся вещественных комплексов и соответствующих им геодинамических обстановок. Геометрически структурный план выражен в слоистости, сланцеватости, полосчатости горных пород, ориентированных главным образом поперечно к направлению регионального сжатия на завершающих этапах тектонических циклов.

Закономерные ориентировки структурных планов связаны с воздействием на механизм структурообразования в земной коре ротационно-обусловленных тангенциальных напряжений и связанных с изменением напряженного состояния недр тектонических перестроек, регулирующих ход структурно-вещественной эволюции земной коры **[1, 2]**. Вместе с тем, структурно-вещественная эволюция земной коры происходит также под влиянием глубинных энергетических систем – геоконов, с которыми непосредственно связаны процессы дифференциации вещества коры и мантии. Взаимодействие космогенных (ротационно-обусловленных) и эндогенных (глубинная дифференциация вещества) факторов тектогенеза предопределяет наблюдаемое многообразие геологических обстановок и объясняет возникновение структур «скрытого» типа. В одних случаях к «скрытым» структурам относятся элементы строения геоконов и глубинные линеаменты реликтового характера, возникшие на ранних этапах развития земной коры и в последующем подвергшиеся неоднократным тектоническим перестройкам; в других – наложенные зоны тектономагматической активизации, которые характеризуются крайней продольной неоднородностью – прерывностью, неравнозначной выраженностью, зависящей от физико-геологического состояния вмещающего гранитно-метаморфического субстрата.

В складчатых областях устанавливается наличие одного, двух–трех, реже более, структурных планов разных ориентировок. В областях моноциклического развития главенствует один структурный план. В областях полициклического развития, даже в одном структурном этаже (как из более древних, так и более молодых) можно найти признаки двух и более структурных планов. При этом на разных структурных уровнях структурные планы могут отличаться вследствие наличия структурных несогласий или тектонической расслоенности либо совпадать, вследствие явлений унаследованности или влияния наложенных структурных планов.

Главный структурный план на каждом этапе развития регионов выражен на начальных стадиях тектонических циклов структурно-вещественными комплексами формирующихся бассейнов, на заключительных – главными складчатыми зонами.

В верхней части земной коры, вследствие ее относительно хрупких свойств, проявляется контрастная по знаку хрупко-пластическая тектоника, когда на фоне преобладающих структур сжатия главного структурного плана (элементы покровно-складчатого строения) проявлены и продольные к ним структуры растяжения (сбросо-раздвиговые системы дизъюнктивов). Для нижних частей земной коры характерна пластическая деформация с формированием комплексов магматических тел.

Структурные планы проявляются несколькими структурными направлениями. Главный структурный план – ориентировка складчатости (по которой структурный план и определяется) – сопровождается поперечными структурами растяжения, диагональными структурами сколового типа, различными осложнениями в виде структур центрального типа, а также оперяющи-

ми сдвиговыми нарушениями при проявлении косого несоосного сжатия. Все перечисленные структуры входят в единый парагенез главной геодинамической обстановки регионального сжатия.

Так, например, Большой Кавказ – многоэтажное складчатое сооружение полициклического развития. Альпийские структурно-формационные зоны и распределение в них структурно-вещественных комплексов имеют субширотную или запад-северо-западную («кавказскую») ориентировку, отвечающую обстановке поперечного Большому Кавказу субмеридионального сжатия. В доальпийских комплексах этого региона четко проявлен структурный план северо-западной ориентировки.

Структурный план задается на начальных стадиях нового цикла в условиях растяжения, сопровождающегося внедрением в формирующиеся ослабленные зоны земной коры магматических расплавов из мантии и развитием осадочных бассейнов. На заключительных орогенных стадиях тектонического цикла зоны растяжения преобразуются в зоны сжатия, формируется Главный структурный план. При этом могут сформироваться поперечные зоны растяжения, выраженные системами магматических тел. Развитие структурных планов как линейных неоднородностей происходит одновременно с развитием разномасштабных структур центрального типа.

Центрально-Азиатский пояс – коллаж разновозрастных и различно ориентированных структурно-формационных зон, отражающих развитие пояса в разных циклах тектогенеза: добайкальских, байкальском, каледонском, герцинском, киммерийском, альпийском. Каждый тектонический цикл (каждая складчатость) выражен своим главным структурным планом. Ю.И. Тверитиновым статистически была установлена закономерность размещения и смены во времени и пространстве структурных планов на территории Евразии, значительная часть которой соответствует именно Центрально-Азиатскому поясу **[1]**. Им было выявлено, что для байкальского и герцинского структурных планов наиболее характерна северо-западная ориентировка складчатости, для каледонского и киммерийского – северо-восточная.

Разрывно-трещинные парагенезы приповерхностной зоны. Изучение разрывно-трещинных структур в различных регионах практически всегда показывает наличие среди них нескольких структурных парагенезов, отвечающих нескольким структурным планам. При этом разрывно-трещинные структуры отражают весь спектр структурных ориентировок, имеющихся в геологической среде. В распределении разрывно-трещинных структур мы видим итоговую геометрическую картину распределения структурно-вещественных неоднородностей (в первую очередь линейных) разного возраста.

Возраст практически всех трещин, которые мы наблюдаем в разновозрастных породных массивах в приповерхностной зоне Земли (за исключением трещин с древним жильным выполнением), является современным. В разновозрастных массивах от возраста пород до возраста трещин прошли разные интервалы времени. Мы знаем, что без трещин пород не бывает – породы, сформировавшись, сразу приобретают трещиноватую структуру. Это первичные трещины осадочных пород, прототектонические трещины магматических пород, закономерно расположенные относительно структурно-текстурных элементов трещины метаморфических толщ и все многообразие тектонических трещин, причем, возможно, нескольких этапов. Попадая в условия тектонических стрессов, породы приобретают тектоническую трещиноватость. Развитие породных массивов во времени состоит не только в изменении их состояния (плотность, пористость и т.д.), но и в эволюционном преобразовании их трещиноватости. Возраст породы соответствует времени ее формирования. Возраст новообразований породного массива можно определить, сопоставив с возрастом формирующегося одновременно с ними вещества. Для разрывно-трещинных структур это выполняющее их магматическое и/или гидротермальное выполнение даек, жил, отрывов и т.д.

Большинство приповерхностных трещин не имеет заполнителя. Ориентировка их разнообразна. Она отвечает практически всем имеющимся в породном массиве структурным направлениям. Все приповерхностные трещины, если они действительно трещины (т.е. границы раздела), современны.

Во многих случаях в разновозрастных породных массивах наблюдаются так называемые альпийские жилы. Это структуры одного из самых последних этапов трещинообразования с участием новообразованного вещества. Закономерные парагенетические сочетания этих тре-

щин характеризуют новейшую (позднеальпийскую или кайнозойскую) геодинамическую обстановку. Этой же обстановке отвечает и распределение кайнозойских магматических тел и главных рифтовых систем. Главными структурами растяжения в этом парагенезисе являются структуры субмеридиональной ориентировки. Они дополняются субширотными структурами сжатия и диагональными структурами скола. Главный позднекайнозойский структурный парагенез формируется в условиях субмеридионального сжатия – субширотного растяжения. Эта обстановка соответствует полярному сжатию вращающейся планеты.

Региональные условия структурообразования помимо общей геодинамической обстановки субмеридионального сжатия определяются распределением полей напряжений в сложной неоднородной геологической среде с реализацией вращения разномасштабных геологических блоков, смещений по крупным разрывным нарушениям, формированием локальных и региональных структур центрального типа. Каждой геодинамической обстановке соответствует свое парагенетическое семейство разрывно-трещинных дизъюнктивных структур.

В Центрально-Азиатском складчатом поясе главный структурный парагенез разрывно-трещинных структур связан с обстановкой субмеридионального сжатия – субширотного растяжения. Этим условиям подчиняется кинематика основных крупных складчато-разрывных систем, а также кинематика локальных разрывно-трещинных структур.

[1] *Тверитинов Ю.И.* Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях. М.: Недра, 1981. 222 с.

[2] *Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю.* Геодинамика тектонических перестроек // Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 71–82.

АПРОБАЦИЯ ТЕХНОЛОГИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ДЛЯ ПОИСКОВ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ В ПРИОЛЬХОНЬЕ

К.Ю. Ткачева, А.В. Шаргородский*, Ю.А. Давыденко* **, С.В. Снопков****

*Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет,
cool.konstanciya@mail.ru, shargorodsky1992@mail.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, davidenkoya@gmail.ru
***Иркутск, Центр развития дополнительного образования детей Иркутской области,
snopkov_serg@mail.ru

Цель работы: апробировать методику технологии ЭМЗВП для поисков металлической магнитной руды.

В конце I тыс. до н.э. в Предбайкалье широко распространяются изделия из железа, большинство из которых, вероятно, изготавливались на месте. Об этом свидетельствуют многочисленные следы металлургического производства, зафиксированные в разных частях региона **[5]**. А что же «древние металлурги» использовали в качестве руды и где они ее брали? Учитывая многочисленные находки шлаков по всему побережью Малого моря и небольшие объемы выплавки, можно сделать несколько предположений. Во-первых, руда для выплавки железа была легко добываема, т.е. находилась недалеко от поверхности. А во-вторых, руду добывали где-то недалеко от мест выплавки железа, т.е. руда должна быть широко распространена по Приольхонью **[2]**.

Опытные работы, при поддержке гранта РФФИ №144504156, проводились с 10 июня 2013 г. Заземление электродов производилось в первые 10–20 см грунта. Грунт на площади представлен аллювиальной россыпью. Сопротивление заземления приемных электродов было высоким – 30–150 кОм. Измерения проводились установкой срединного градиента с юго-западной стороны от силовой линии АВ. Силовая линия АВ была протянута перпендикулярно склону Приморского хребта, с юга-востока на северо-запад. Восточное заземление В находилось у подножия, западное А – на склоне (рис. 1). При сопротивлении заземления АВ около 800 Ом ток составил 0.2 А **[4]**.



Рис. 1. Расположение профилей на Приморском хребте (Курма).

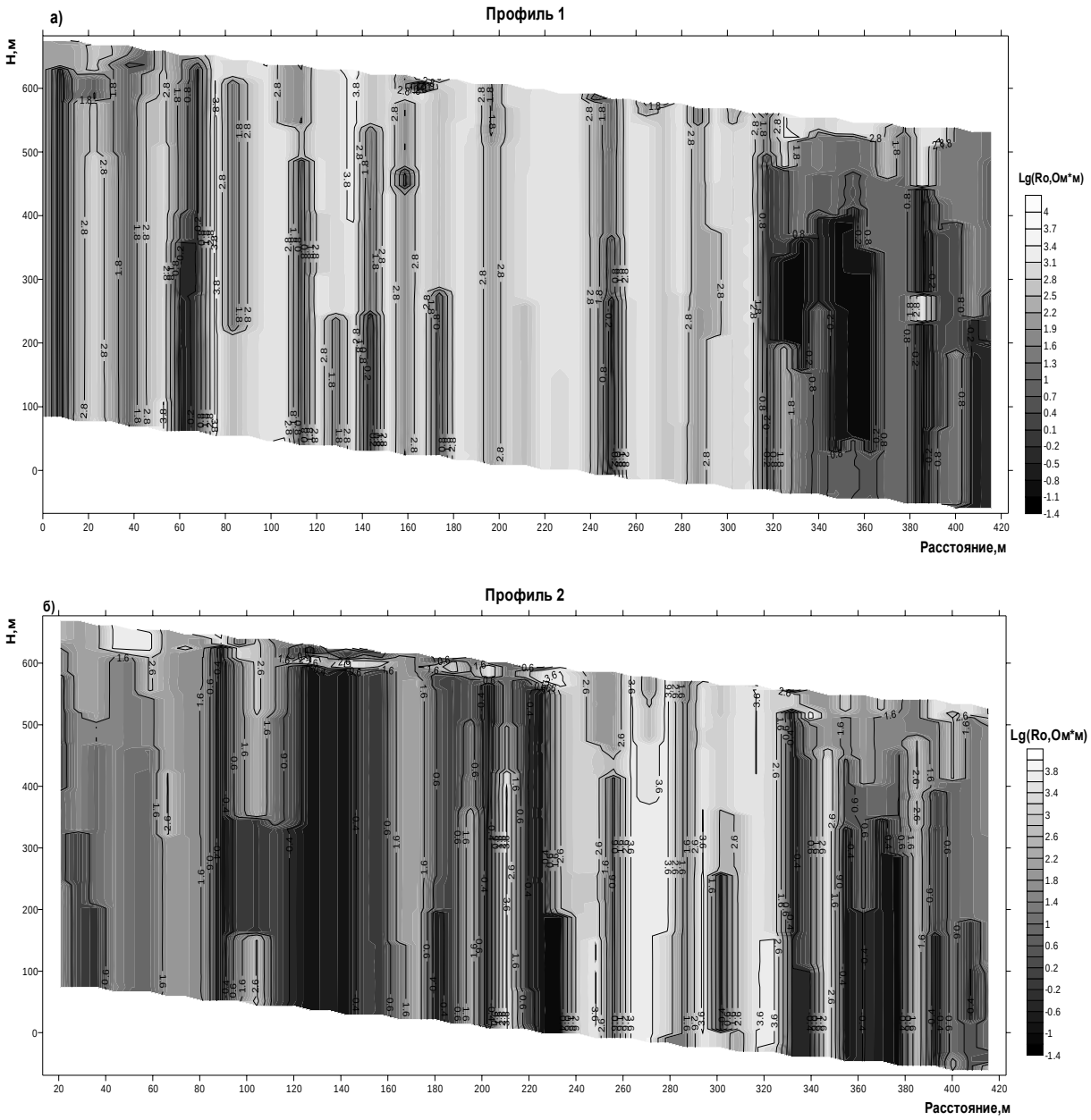


Рис. 2. Разрезы ЭМЗВП (*а* – профиль 1, *б* – профиль 2).

Используемая приемная аппаратура состоит из 4-канального измерительного модуля с АЦП, работающего на частоте 100 кГц. Проводилась непрерывная запись длительностью около двух минут четырех измерительных каналов, одновременно регистрирующих переходные процессы с четырех разносов приемной косы M_1N_1, M_2N_2, M_3N_3 и M_4N_4, с расстоянием в 5 м между электродами, между профилями расстояние 10 м.

Далее по результатам, полученным в ходе выполнения опытно-методических работ, в программе Mars1D была сделана инверсия кривых электромагнитного зондирования вызванной поляризации (ЭМЗВП) в рамках одномерной поляризующейся модели с использованием частотной зависимости удельного электрического сопротивления **[1]**. Расчеты осуществляются путем использования формулы Коул-Коул **[3, 6]**.

Уже в процессе регистрации стало очевидным влияние на амплитуду регистрируемого электромагнитного поля в момент пропускания тока. По обработанным данным электромагнитного зондирования вызванной поляризации в программе Surfer 11 были построены разрезы по данным профилям 1 и 2 (рис. 2, *а*, *б*).

На Приморском хребте при расстоянии между электродами в 5 м разрешающая способность по глубине 100 м. Выявлены аномалеобразующие объекты по комплексу электромагнитного зондирования и вызванной поляризации и магниторазведки, которые приблизительно связаны с магнетитовыми жилами.

Результаты, полученные в ходе моделирования и интерпретации имеющегося материала, свидетельствуют о возможности констатации того факта, что технология ЭМЗВП обладает необходимой чувствительностью и разрешающей способностью для проведения малоглубинных электромагнитных исследований, расширяя тем самым область применения данного метода зондирований в совокупности с программно-аппаратным электроразведочным комплексом «Марс» на выполнение инженерных и археологических задач геофизики, поисков россыпных полезных ископаемых.

[1] *Давыденко Ю.А., Давыденко А.Ю., Куприянов И.С., Пестерев И.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В., Яковлев С.В.* Эффект интеграции робастного регрессионного анализа с инверсией для переходных процессов в методе срединного градиента при изучении трубок взрыва на Анабарском щите // Записки Горного института. 2013. Т. 200. С. 28–33.

[2] *Снопков С.В., Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Харинский А.В., Кожевников Н.О.* Источники руды для производства железа в древности: Курминский археологический участок // Известия Лаборатории древних технологий. Вып. 9. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2012. С. 10–30.

[3] *Ткачева К.Ю., Шаргородский А.В., Давыденко Ю.А., Снопков С.В.* Апробация технологии электромагнитного зондирования вызванной поляризации (ЭМЗВП) на археологических объектах Приольхонья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014 (наст. выпуск).

[4] *Ткачева К.Ю.* Результаты тестирования технологии электромагнитного зондирования вызванной поляризации на археологическом объекте Курминское озеро-2 в Приольхонье // XV Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник докладов. Екатеринбург: ИГфУрО РАН, 2014. С. 223–225.

[6] *Харинский А.В., Снопков С.В.* Производство железа населением Приольхонья в елгинское время // Известия Лаборатории древних технологий. Вып. 2. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. С. 167–187.

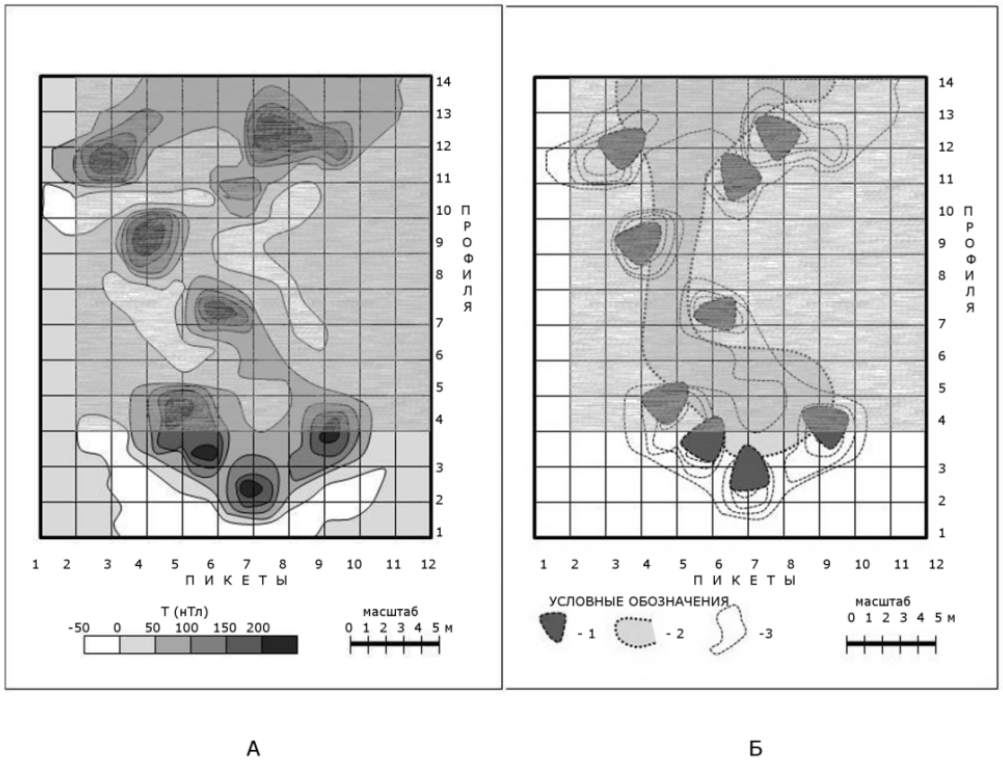
АПРОБАЦИЯ ТЕХНОЛОГИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ НА АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТАХ ПРИОЛЬХОНЬЯ

К.Ю. Ткачева, А.В. Шаргородский*, Ю.А. Давыденко* **, С.В. Снопков****

*Иркутск, Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, cool.konstanciya@mail.ru, shargorodsky1992@mail.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, davidenkoya@gmail.ru
***Иркутск, Центр развития дополнительного образования детей Иркутской области, snopkov_serg@mail.ru

В рамках разработки аппаратно-программного электроразведочного комплекса «Марс» в Приольхонье были проведены площадные электроразведочные работы по технологии электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП). Оценивалась минимальная глубина исследований и разрешающая способность технологии ЭМЗВП. В качестве эталонного объекта был выбран археологический памятник «Курминское озеро-2», выделенный по данным детальной магнитной съемки. На данном участке площадью 10×10 м, на глубине до 2 м расположены ямные сыродутные железовосстановительные горны **[2]**.

При поддержке гранта РФФИ №144504156 тестовые работы проводились в малонаселенном районе в 280 км от г. Иркутска. Археологический памятник «Курминское озеро-2» находится в 1.8 км к северу от д. Курма, вблизи дороги «Курма – Зама». В центре участка находится ряд слабовыраженных изометричных и вытянутых вдоль склона углублений (рис. 1, *Б*). По всей



А Б

Рис. 1. Результаты магнитометрических съемок (*А*) и схема предполагаемого строения металлургического центра (*Б*) на участке Курминское озеро-2. Темно-серым цветом отображен участок, на котором были выполнены детальные электроразведочные работы по технологии ЭМЗВП.

территории участка (более 1500 м^2) обнаруживаются кусочки шлаков. Результаты, полученные при проведении магнитометрических съемок в течение предыдущих лет, свидетельствуют о сложной структуре магнитного поля участка (рис. 1, *А*). В рамках аномальной зоны выделяется девять локальных аномалий (с интенсивностью более 200 нТл), интерпретируемые как металлургические горны **[3]**.

Результаты проведенных ранее археологических раскопок и магниторазведочных исследований показали, что в Приольхонье на рубеже эр использовались ямные сыродутные железовосстановительные горны. Радиоуглеродное датирование показало, что деятельность этих металлургических центров относится к концу I тыс. до н. э. – началу I тыс. н. э **[3]**.

Технология ЭМЗВП предполагает регистрацию полной формы переходного процесса от горизонтального электрического диполя с помощью заземленной линии. Заземление электродов производилось в первые 10–20 см грунта. Грунт на площади различный, со значительной примесью кусков шлаков и горных пород, обожженных суглинков. Сопротивление заземления приемных электродов было высоким – около 30 кОм. Измерения проводились установкой срединного градиента с юго-западной стороны от силовой линии АВ. Силовая линия АВ была протянута поперек проселочной дороги с юга-востока на северо-запад. Восточное заземление В было в болотистой местности, западное А в сухой, на склоне холма. Сопротивление заземления АВ было 200 Ом. Поверхность участка съемки имеет незначительный западный уклон, который не оказывает заметного влияния на результаты зондирований **[2]**.

Используемая приемная аппаратура состоит из 4-канального измерительного модуля с 18-разрядным АЦП последовательного приближения с частотой дискретизации 100 кГц. Проводилась непрерывная запись серии разнополярных импульсов длительностью около двух минут, за это время регистрировалось более 200 переходных процессов в токовой паузе. Четырьмя измерительными каналами одновременно регистрировался сигнал, поступающий через приемную косу от четырех разносов M_1N_1, M_2N_2, M_3N_3 и M_4N_4, с расстоянием в 0.5 м между электродами **[2]**.

Далее по результатам, полученным в ходе выполнения опытно-методических работ, в программе Mars1D была сделана инверсия кривых ЭМЗВП в рамках одномерной поляризующейся модели с использованием частотной зависимости удельного электрического сопротивления. Расчеты осуществляются путем использования комплексных, зависящих от частоты, удельных электрического сопротивления и электропроводности. Наиболее известным и часто применяемым представлением частотной характеристики вызванной поляризации вещества является формула Коул-Коул **[4]**. Для комплексного удельного сопротивления и удельной электропроводности она имеет вид:

$$\rho(\omega)=\rho_0\left\{1-\eta\left[1-\frac{1}{1+(i\omega\tau)^c}\right]\right\}, \qquad \sigma(\omega)=\sigma_0\frac{1+(i\omega\tau)^c}{1+(1-\eta)(i\omega\tau)^c},$$

где ρ_0 – удельные электрическое сопротивление и электропроводность на постоянном токе См/м; η – поляризуемость $0\le\eta\le1$; τ – время релаксации, с; c – показатель степени $0<c\le1$. Таким образом, количество определяемых в результате инверсии параметров для каждого слоя возрастает в 2.5 раза: к удельным сопротивлениям и мощностям пластов добавляются еще три поляризационных параметра.

В результате подбора подтвердилась высокая чувствительность кривой зондирования к геоэлектрическим параметрам верхней части разреза, где с помощью автоматической инверсии выделяются слои мощностью около метра. Для того чтобы выделить горны, в модели используется два верхних слоя толщиной до 2 м. После инверсии была сделана фильтрация данных ЭМЗВП в программной среде GeliosSMI **[1],** с целью удаления высокочастотных помех. По полученным результатам в программе Surfer 11 была отстроена карта изоом и карта напряженности магнитного поля (рис. 2).

Интерпретация результатов: металлургический центр включает две пригорновые ямы, соединенные канавой, вдоль края которых расположено девять горнов: три – на краю одной ямы, четыре – по периметру другой, две – вдоль канавы (см. рис. 1, *Б*)

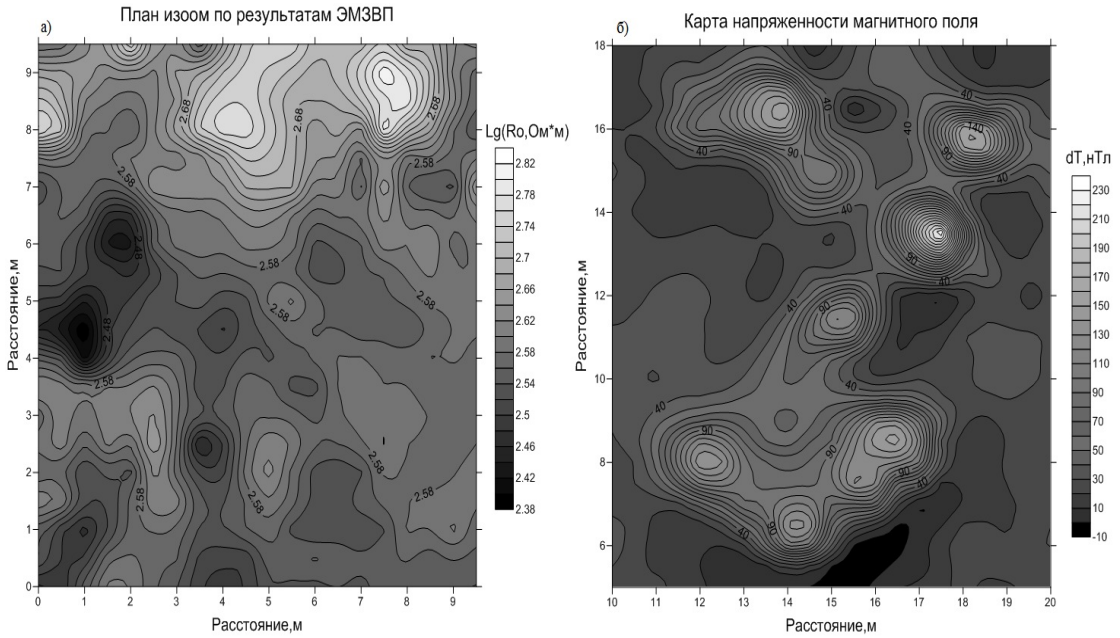


Рис. 2. Сопоставление данных ЭМЗВП (*а*) и магнитометрии (*б*) по участку Курминское озеро-2.

Таким образом, опыт использования магниторазведочных и электроразведочных данных при исследованиях древних металлургических железопроизводящих центров в Приольхонье показал, что геофизические данные позволяют:

1) оконтурить металлургический центр и более точно выбрать площадь для проведения раскопок;

2) определить, примерно на какой глубине располагаются горны;

3) реконструировать устройство металлургического центра: выделить расположение горнов, пригорновых ям и канав.

[1] *Грайвер А.В., Давыденко А.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В.* Технология интерпретации данных площадных геофизических работ в программном комплексе «GelioSMI» // Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗРАН, 2013. С. 115–120.

[2] *Ткачева К.Ю.* Результаты тестирования технологии электромагнитного зондирования вызванной поляризации на археологическом объекте Курминское озеро-2 в Приольхонье // XV Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник докладов. Екатеринбург: ИГфУрО РАН, 2014. С. 223–225.

[3] *Харинский А.В., Кожевников Н.О., Снопков С.В*. Металлургические центры западного побережья озера Байкал I тыс. н.э. // История и культура средневековых народов степной Евразии: Материалы II Международного конгресса средневековой археологии Евразийских степей (Барнаул, сентябрь 2012 г.). Барнаул, 2012. С. 65–68.

[4] *Cole K.S., Cole R.H.* Dispersion and absorbtion in dielecrtrics // Journal of Chemical Physics. 1941. V. 6. P. 341–353.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНОРОГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА

А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев*, К.Н. Шатагин**, А.Б. Котов***, Е.Б. Сальникова***, А.В. Рязанцев*, А.В. Пилицына**

*Москва, Геологический институт РАН, and8486@yandex.ru
**Москва, Институт геологии, минералогии и петрографии рудных месторождений РАН
***Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Отличительной особенностью западной части каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня является присутствие крупных докембрийских сиалических массивов, разделенных зонами, в строении которых участвуют нижнепалеозойские комплексы, формировавшиеся в пределах островных дуг и бассейнов с океанических корой. В строении большинства сиалических массивов выделяются неметаморфизованный чехол, сложенный терригенно-карбонатными толщами эдиакария-ордовика, и фундамент, образованный в различной степени метаморфизованными протерозойскими комплексами. Последние представлены мезопротерозойскими кварцито-сланцевыми толщами, мезо- и неопротерозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами кислого состава и гранитоидами, завершающими формирование докембрийской коры сиалических массивов **[2, 5–8, 12]**.

Представления о тектономагматической эволюции, длительности и периодичности проявления корообразующих процессов раннего докембрия в пределах большей части сиалических массивов Казахстана и Северного Тянь-Шаня базируются только на Sm-Nd изотопных данных по мезо- и неопротерозойским магматическим комплексам кислого состава и возрасте детритовых цирконов из кварцито-сланцевых толщ. Исключением является юго-западная часть каледонид Казахстана, где выделены раннедокембрийские структурно-вещественные комплексы, которые участвуют в строении небольшого Жельтавского сиалического массива (юго-восток Чу-Илийских гор) **[1, 10]**. Этот массив с юго-запада ограничен Джалаир-Найманской зоной, в строении которой принимают участие раннекембрийские офиолиты, верхнекембрийские кремнисто-базальтовые и нижнеордовикские флишоидные толщи, и совместно с ними с несогласием перекрыт терригенными и терригенно-карбонатными толщами флоско-позднеордовикского возраста **[3]**.

Метаморфические образования Жельтавского массива традиционно объединяются в анрахайский комплекс, в составе которого выделяются кояндинская и узунбулакская серии **[1, 4]**. Кояндинская серия распространена в северо-восточной части массива, где образует полосу северо-западного простирания шириной от 100 м до 1.5 км. С юго-запада на кояндинскую серию надвинуты породы узунбулакской серии, а с северо-востока – кембрийские (?) ультрамафиты и габброиды, а также позднекембрийские гранитоиды. В ее составе преобладают различные метаосадочные породы – сланцы, мраморы и перекристаллизованные кремни, содержащие тела амфиболитов и метаморфизованных ультрамафитов **[1]**. Исследования последних лет показали, что породы кояндинской серии испытали раннеордовикский высокобарический метаморфизм, отражением которого стало формирование эклогитов и гранатовых пироксенитов **[9]**. Узунбулакская серия слагает большую часть Жельтавского массива и представлена в основном метамагматическими породами – различными ортогнейсами и амфиболитами, в которых отсутствуют признаки проявления высокобарического метаморфизма.

В юго-восточной части Жельтавского массива (междуречье р. Узунбулак, Кояндысай и Ащису) породы узунбулакской серии образуют крупную антиформу, крылья которой сложены рассланцованными ортогнейсами. На юго-западного крыле этой антиформы широко распространены амфиболиты и амфиболовые сланцы, чередующиеся с двуслюдяными сланцами. Ядро антиформы сложено в основном средне-крупнозернистые амфиболовыми гнейсогранитами, выходы которых протягиваются более чем 10 км, при ширине до 2 км. Контакты гнейсогранитов с ортогнейсами резкие, часто сильно тектонизированные.

По химическому составу (SiO_2 – 68–69 мас. %, Na_2O+K_2O – 8.5–8.7 мас. %) гнейсограниты соответствуют субщелочным гранитам. Принадлежность гнейсогранитов к железистой ($(FeO+0.9Fe_2O_3)/(FeO+0.9Fe_2O_3+MgO) \sim 0.9$) и щелочной сериям ($Na_2O+K_2O - CaO \sim 6.5$) и их низкая глиноземистость ($Al/(Ca - 1.67P+Na+K) - 0.9$) на фоне высоких концентраций Nb, Zr, Ga, Y, Ba и группы тяжелых редкозмельных элементов является наиболее типичной для гранитов А-типа **[14]**.

По данным U-Pb метода (ID-TIMS) возраст магматического циркона из гнейсогранитов составляет – 1858±10 млн лет, что соответствует статерскому периоду палеопротерозоя.

Полученные результаты хорошо согласуются с изотопно-геохимическими (Sm-Nd) данными по позднедокембрийским кислым магматическим комплексам, а также с оценками возрастов детритовых цирконов из позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ других сиалических массивов. Анализ этих данных позволяет выделить как неорахейский (2.7–2.5 млрд лет), так и палеопротерозойский (2.3–2.1 млрд лет, 1.9–1.6 млрд лет) этап формирования континентальной коры в раннедокембрийской эволюции сиалических массивов Казахстана и Северного Тянь-Шаня **[2, 5, 6, 10–12]**.

Таким образом, проведенные структурно-геологические и изотопно-геохронологические исследования позволили обосновать участие в строении анрахайского метаморфического комплекса Жельтавского массива метамагматических пород палеопротерозойского возраста. Это дает возможность обоснованно выделить в докембрийской эволюции континентальной коры сиалических массивов Казахстана и Северного Тянь-Шаня палеопротерозойский (статерский) этап анорогенного магматизма. Анорогенный магматизм этого возраста проявлен на большинстве древних платформ и кратонов и, вероятно, фиксирует начало постколлизоинного растяжения, наступившего после формирования суперконтинента Нуна (Колумбия) **[13]**.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00920), гранта Президента РФ Мк-766.2013.5 и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее».

[1] *Абдулин А.А., Волков В.М., Щерба Г.Н.* и др. Чу-Илийский рудный пояс // Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. С. 15–40.

[2] *Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б. и др.* Позднедокембрийская вулкано-плутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, обоснование возраста, особенности состава // ДАН. 2008. Т. 421, № 4. С. 515–519.

[3] *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

[4] *Ефимов И.А., Боровинская Л.Г., Найденов Б.М.* Эклогиты Южного Казахстана и их радиологический возраст // Проблемы металлогении Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 81–115.

[5] *Ковач В.П., Рязанцев А.В., Третьяков А.А. и др.* U-Pb возрасты детритовых цирконов из неопротерозойских россыпей Ерементау-Ниязского массива как отражение этапов докембрийской тектономагматической эволюции Северного Казахстана // ДАН. 2014. Т. 455, № 3. С. 300–304.

[6] *Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В.* Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // ДАН. 2011. Т. 436, № 4. С. 499–503.

[7] *Третьяков А.А., Котов А.Б, Дегтярев К.Е. и др.* Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011. Т. 438, № 5. С. 644–648.

[8] *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б. и др.* Среднерифейские гнейсо-граниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011. Т. 440, № 4. С. 511–515.

[9] *Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A. et al.* Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 805–820.

[10] *Kröner A, Windley B.F., Badarch G. et al.* Accretionary growth and crust formation in the Central Asia orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // Geological Society of America Memoir. 2007. V. 200. P. 1–29.

[11] *Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E. et al.* Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2012. V. 21. P. 901–927.

[12] *Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y. et al.* Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // Gondwana Research. 2013. V. 23. P. 272–295.

[13] *Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent // Gondwana Research. 2002. V. 5. P. 5–22.

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

ВОЗРАСТ, РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЙ И ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf СОСТАВ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ИРКУТНОГО БЛОКА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА

О.М. Туркина, Н.Г. Бережная***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, turkina@igm.nsc.ru
**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nataliaber@mail.ru

Изотопно-геохронологическая информация по детритовым цирконам в сочетании с геохимическими и Sm-Nd изотопными данными по осадочным породам позволяет получить полную характеристику состава, возраста и происхождения коры питающей провинции. Изучение цирконов из высокометаморфизованных осадочных пород осложняется тем, что при гранулитовом метаморфизме может происходить изменение как возраста, так и изотопных Lu-Hf характеристик этого минерала. Это требует дополнительного обоснования сохранности первичной изотопной информации. В настоящей работе представлены главным образом новые результаты изучения редкоземельного и Lu-Hf изотопного состава детритовой и метаморфогенной генераций циркона из метаосадков юго-восточной части Иркутного блока (Шарыжалгайский выступ юго-запада Сибирского кратона). Эти данные не только позволяют судить о процессах роста и рециклинга коры Сибирского кратона в палеопротерозое, которая, в свою очередь, могла служить источником терригенного материала для осадков ЦАСП, но и демонстрируют критерии сохранности изотопных характеристик детритовых цирконов из пород гранулитовой фации.

Метаосадочные породы юго-востока Иркутного блока представлены доминирующими гранат-биотитовыми (±гиперстен) и подчиненными высокоглиноземистыми кордиеритсодержащими гнейсами. Парагнейсы характеризуются широким диапазоном модельного возраста – $T_{Nd}(DM)$=2.4–3.1 млрд лет. Сравнение величин ε_{Nd} (от –1.6 до –8.6) и концентраций Nd в парагнейсах с неоархейскими мафическими и среднекислыми гранулитами Иркутного блока (ε_{Nd} от –8.0 до –14.5) показывает, что последние не могли служить единственным источником сноса. Формирование осадков, обогащенных Nd и имеющих более высокие ε_{Nd}, могло происходить при участии пород с ювенильными изотопными параметрами.

В высокоглиноземистом и гиперстен-биотитовом гнейсах установлено две основные группы детритовых ядер с возрастом ~2.3–2.4 и 1.94–2.00 млрд лет и единичные цирконы, датируемые ~2.7 млрд лет. Все детритовые ядра циркона независимо от возраста характеризуются однотипным распределением редкоземельных элементов, наличием Ce максимума и Eu минимума, повышенным содержанием тяжелых РЗЭ (Yb_n=740–2470) и величиной $(Lu/Gd)_n$=9–25, по указанным параметрам они сопоставимы с цирконом магматического происхождения. Метаморфогенная генерация циркона, представленная оболочками и многоплоскостными зернами, имеет возраст ~1.85 млрд лет. В высокоглиноземистом гнейсе с обильным гранатом метаморфогенный циркон обеднен тяжелыми РЗЭ и имеет низкое $(Lu/Gd)_n$ (0.8–3.2). В гранате от центра к краю зерна снижается содержание тяжелых РЗЭ и Y, что соответствует релевскому распределению лантаноидов. Наклон спектра тяжелых РЗЭ изменяется от слабоположительного ($(Yb/Gd)_n$ – 2.8) до отрицательного ($(Yb/Gd)_n$ – 0.9). Рассчитанные величины коэффициентов распределения (Kd) тяжелых РЗЭ между оболочками циркона и краевой частью граната составляют 0.6–1.2 (рис. 1), что согласуется с литературными данными и свидетельствует о влиянии граната на редкоземельный состав метаморфогенного циркона, тогда как Kd между детритовыми ядрами циркона и гранатом ≥1.6. Напротив, в гиперстен-биотитовом гнейсе с единичными зернами граната оболочки преимущественно обеднены легкими и средними РЗЭ, что приводит даже к росту $(Lu/Gd)_n$ (30–79).

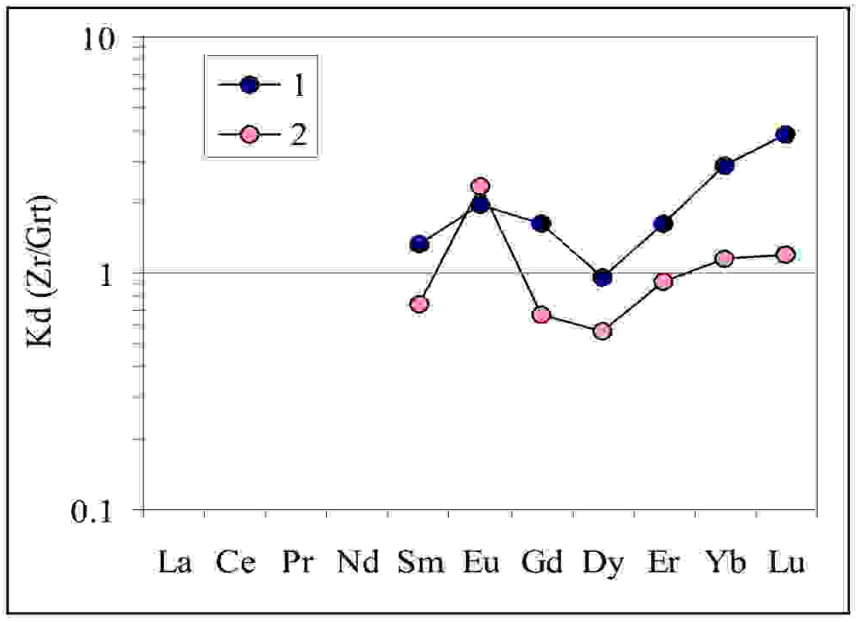


Рис. 1. Коэффициенты распределения РЗЭ между цирконом и гранатом. *1* – детритовые ядра; *2* – метаморфогенные оболочки.

Величины $^{176}Hf/^{177}Hf$ для детритовых ядер циркона варьируются в очень широких пределах. Цирконы с возрастом 2.3–2.4 млрд лет характеризуются положительными значениями ε_{Hf} (от 0 до +8.6), а с возрастом 1.94–2.00 млрд лет – обладают более широким диапазоном ε_{Hf} (от –3.3 до +9.8) (рис. 2). Единственное зерно циркона с возрастом 2.76 млрд лет имеет ε_{Hf}=–5.4.

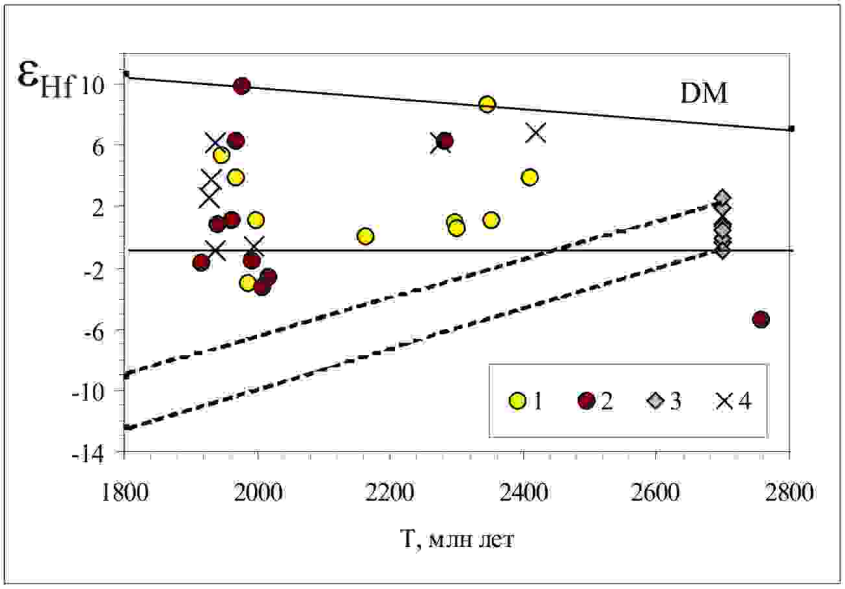


Рис. 2. Диаграмма ε_{Hf} – T для детритовых ядер циркона из метаосадков. *1*, *2* – высокоглиноземистый и гиперстен-биотитовый парагнейсы. Для сравнения показаны цирконы из кислых гранулитов Иркутного блока (*3*) и ядра циркона из мафических гранулитов Ангаро-Канского блока (*4*). Штриховые линии показывают изменение изотопного состава архейской коры при $^{176}Lu/^{177}Hf$=0.015.

Магматические цирконы, несмотря на возможное нарушение их U-Pb изотопной системы, сохраняют свои Lu-Hf изотопные характеристики в силу низких скоростей диффузии **[1]**. Если при метаморфизме происходил изотопный обмен между цирконом и минералами/расплавом, результатом являлось увеличение $^{176}Hf/^{177}Hf$ циркона, поскольку породообразующие минералы, прежде всего гранат, или расплав имеют более высокое Lu/Hf и, следовательно, более радиогенный изотопный состав Hf **[2]**. При постоянстве или снижении Lu/Hf циркона (за счет обеднения тяжелыми РЗЭ в равновесии с гранатом) это приводит к обратной зависимости между $^{176}Hf/^{177}Hf$ и Lu/Hf. Для изученных детритовых цирконов из метаосадков, напротив, имеет место слабая положительная корреляция между $^{176}Lu/^{177}Hf$ и $^{176}Hf/^{177}Hf$, что доказывает изменение изотопного состава циркона в закрытой системе. В этом случае величины инициальных ε_{Hf} разновозрастных цирконов зависят только от изотопного состава расплава, из которого они кристаллизовались и, следовательно, могут использоваться для характеристики пород – источников сноса.

В двух группах палеопротерозойских цирконов доминируют зерна с положительными ε_{Hf}, что свидетельствует об относительно ювенильных изотопных характеристиках их коровых источников и двукратном поступлении в кору ювенильного материала в раннем и позднем палеопротерозое. Вместе с тем, цирконы имеют широкий ряд ε_{Hf} и модельного возраста (T^{C}_{Hf}) в диапазоне 2.0–2.8 млрд лет, следовательно, большая часть источников их сноса является продуктами рециклинга архейской коры с варьирующейся добавкой ювенильного материала. Архейская кора Иркутного блока, которая могла участвовать в процессах рециклинга, включает доминирующие мафические и среднекислые гранулиты с возрастом ~2.7 млрд лет. Магматические цирконы (2.7 млрд лет) из мафических гранулитов имеют положительные ε_{Hf}, тогда как цирконы из среднекислых гранулитов характеризуются ε_{Hf} от –1.6 до +2.4 и T^{C}_{Hf} 3.0–3.2 млрд лет. Породы, представляющие ювенильную палеопротерозойскую кору или образованные при ее участии, крайне редки в структурах обнаженного фундамента Сибирского кратона, и имеющаяся для них информация ограничена только Sm-Nd изотопными данными. Что касается детритовых цирконов, то наряду с парагнейсами Иркутного блока возраст 2.2–2.4 млрд лет имеют также единичные ядра циркона из парагнейсов Ангаро-Канского блока на юго-западе Сибирской платформы **[3]**. Эти высокометаморфизованные осадочные породы по диапазону модельного Nd возраста – $T_{Nd}(DM)$=2.4–2.8 млрд лет – перекрываются с парагнейсами Иркутного блока. Кроме того, доминирующие ядра циркона с возрастом ~1.9 млрд лет и единичные – 2.3–2.4 млрд лет содержатся в гранат-двупироксеновых мафических гранулитах, образующих субпластовые и будинообразные тела среди парагнейсов Ангаро-Канского блока **[4]**. По величинам ε_{Hf} ядра циркона из мафических гранулитов перекрываются с детритовыми цирконами из парагнейсов Иркутного блока (рис. 2), что свидетельствует в пользу их общего источника, образованного при смешении материала архейской и палеопротерозойской коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00557) и программы ОНЗ РАН № 9.

[1] *Gerdes A., Zeh A.* Zircon formation versus zircon alteration – new insight from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt // Chemical Geology. 2009. V. 261. P. 230–243.

[2] *Chen R.-X., Zheng Y.-F., Zie L.* Metamorphic growth and recrystallization of zircon: distinction by simultaneous in-situ analyses of trace elements, U-Th-Pb and Lu-Hf isotopes in zircons from eclogite-facies rocks in the Sulu orogen // Lithos. 2010. V. 114. P. 132–154.

[3] *Urmantseva L.N., Turkina O.M., Larionov A.N.* Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulite-gneiss block (Yenisey Ridge, south-western margin of the Siberian Craton): provenance characteristic, deposition and age // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 49. P. 7–19.

[4] *Туркина О.М., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Капитонов И.Н.* Возраст мафических гранулитов из раннедокембрийского метаморфического комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона) // ДАН. 2012. Т. 445, № 4. С. 450–458.

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИРКУТНОГО БЛОКА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА

О.М. Туркина, С.Л. Пресняков***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, turkina@igm.nsc.ru
**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Sergey_Presnyakov@vsegei.ru

Высокометаморфизованные осадочные породы (парагнейсы) юго-восточной части Иркутного блока, изученные в разрезе по побережью оз. Байкал, характеризуются преобладанием палеопротерозойских детритовых цирконов, что определяет накопление исходных терригенных осадков в интервале 1.95–1.85 млрд лет **[1]**. Эти парагнейсы имеют широкий диапазон модельного Nd возраста –2.4–3.1 млрд лет. Для близких по химическому и минеральному составу парагнейсов в северо-западной части Иркутного блока величины $T_{Nd}(DM)$ составляют 3.1–3.3 млрд лет, что не исключает образования их протолитов в архее. Для оценки времени осадконакопления и возраста источников сноса терригенного материала было выполнено датирование детритовых цирконов из высокоглиноземистых гнейсов с гранатом, кордиеритом и силлиманитом, образующих относительно маломощные (до 50 м) «прослои» (пластины), которые чередуются с гиперстенсодержащими ортогнейсами кислого состава.

Высокоглиноземистые гнейсы характеризуются минеральной ассоциацией Grt+Bt+Sil+ +Pl+Qtz±Crd±Spl±Opx±Kfs. Символы минералов указаны по Р. Кретцу **[2]**. Акцессорные минералы включают циркон, апатит, рутил, монацит и ильменит. Проба для геохронологического изучения отобрана на водоразделе рек Китой и Тойсук (52°06'51″ с.ш., 102°56'65″в.д.). Цирконы из парагнейсов представлены коротко- до длиннопризматических кристаллами со сглаженными вершинами и ребрами размером 100–300 μm. В катодолюминесцентном изображении (КЛ) они характеризуется наличием ядер, которые имеют слабоокатанную или обломочную форму и отчетливую осцилляторную зональность, и темных и незональных в КЛ метаморфических оболочек. Гистограмма распределения значений возраста с дискордантностью <10 % полимодальная. Доминирующими являются два пика: ~3.0 и 3.25 млрд лет. Возраст этих двух групп циркона по верхнему пересечению дискордии с конкордией оценивается в 3000±50 и 3280±39 млрд лет при нижнем пересечении 1.80–1.85 млрд лет. Одно ядро циркона имеет субконкордантный возраст 3718 млрд лет, и единичные ядра – ≥3.3 млрд лет. Примечательно, что только одно ядро имеет субконкордантный возраст 2761±12 млн лет (D=2 %), тогда как более молодые неоархейские и палеопротерозойские детритовые цирконы попросту отсутствуют. Два зерна с возрастом 1865 млн лет, что близко к нижнему пересечению дискордий, по-видимому, отражают время метаморфизма.

Полученные результаты демонстрируют доминирование палео- и мезоархейских источников сноса для терригенных осадков северо-западной части Иркутного блока, что резко отличает их от парагнейсов юго-востока и свидетельствует о наличии в Иркутном блоке двух метаосадочных толщ, протолиты которых формировались в различных бассейнах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00557).

[1] *Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л.* Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутного гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 1. С. 18–33.

[2] *Kretz R.* Symbols for rock-forming minerals // American Mineralogist. 1983. V. 68. P. 277–279.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЭДИАКАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Н.М. Федорова, Н.М. Левашова*, М.Л. Баженов*, Н.Б. Кузнецов*, А.В. Маслов**, М.Т. Крупенин**, Дж. Дж. Меерт***, И.В. Голованова****, К.Н. Данукалов*****

*Москва, Геологический институт РАН, namife90@gmail.com
**Екатеринбург, Институт геологии и геохимии Уро РАН
***США, Университет Флориды
****Уфа, Институт геологии УНЦ РАН

Существующие представления о палеогеографии Земли в интервале 700–500 млн лет на данный момент весьма неопределенны. Такая ситуация возникла из-за того, что для этого времени почти для всех кратонов очень мало палеомагнитных данных, а многие еще и малонадежны. В первую очередь это относится к Северной Америке (Лаврентия) и Восточно-Европейской платформе (Балтика). Для реконструкции палеогеографического положения этих платформ в эдиакарии нужно получать новые палеомагнитные данные. К сожалению, провести исследования в Северной Америке нам пока не удалось и пришлось ограничиться изучением эдиакарских отложений Восточно-Европейской платформы.

Непосредственно на Восточно-Европейской платформе почти все пригодные для палеомагнитных исследований объекты уже были изучены, поэтому наиболее перспективным показалось изучить деформированные окраины платформы. Так, например, осадочные породы эдиакария западного склона Среднего и Южного Урала надежно сопоставляются с отложениями, вскрытыми глубокими скважинами в Предуральском краевом прогибе, а также в восточной части самой Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Значит, полученные здесь палеомагнитные данные можно экстраполировать на всю ВЕП.

В западной части Южного Урала в пределах Башкирского антиклинория были отобраны серые и серо-бурые песчаники и алевролиты зиганской и басинской свит.

Возраст зиганской свиты установлен U-Pb методом как 548.2±3.5 млн лет, а возраст басинской свиты определен в соответствии с фауной как 560–575 млн лет.

На Среднем Урале, в западной части Кваркушского антиклинория, изучены эдиакарские отложения чернокаменской свиты сылвицкой серии. U-Pb методом был установлен ее возраст 557±13 млн лет **[1]**.

Во всех изученных объектах выделены направления высокотемпературной компоненты намагниченности. Первичность этих компонент подтверждена положительными тестами обращения и складки, а для басинской свиты еще и положительными тестами по двум складкам оползания.

Полюсы, полученные по зиганской и чернокаменской свитам, хорошо согласуются как между собой, так и с несколькими одновозрастными полюсами по осадочным породам юго-восточного побережья Белого моря **[2]**, а также вулканическим породам Южной Волыни. Эти полюсы по удаленным друг от друга (от 1500 до 500 км) регионам, расположенным в границах ВЕП, образуют плотный кластер. Их можно считать независимыми друг от друга записями магнитного поля Земли, а значит, тест (критерий) внешней сходимости положительный, что также говорит в пользу первичности намагниченности.

Полюс по отложениям басинской свиты определяет положение ВЕП 560–575 млн лет назад. Несмотря на свою близость к раннесилурийскому полюсу для ВЕП, он выглядит достаточно надежным, благодаря положительному тесту обращений и тестам по двум складкам оползания. И, наконец, последний более или менее надежный существующий полюс для эдиакария – полюс, полученный по дайкам Эгерсунд на юго-западе Норвегии с возрастом 616±3 млн лет **[3]**. Этот полюс подтвержден положительным тестом обожженных контактов.

Выше были перечислены полюсы для ВЕП, на которые мы можем опираться в эдиакарии. Теперь рассмотрим ситуацию с палеогеографией Лаврентии. Для нее имеется две группы по-

люсов, соответствующие разным компонентам. Зачастую в одной и той же коллекции выделяются обе компоненты, и их авторы на свое усмотрение решают, какая из них первична.

Основываясь на этих данных, попытаемся рассмотреть взаимное палеогеографическое положения Балтики и Лаврентии.

В раннем ордовике (480 млн лет) эти две платформы разделял океан Япетус, который в это время достигал своей максимальной ширины. Эту реконструкцию мы можем использовать как отправной пункт для восстановления более ранней палеогеографии.

Начало раскрытия Япетуса обычно относят к временному интервалу 620–550 млн лет. Наиболее широко следы его раскрытия представлены в Центральных и Северо-Восточных Аппалачах. Время этого процесса определяется по возрастам найденных здесь рифтогенных комплексов. На ВЕП следы раскрытия Япетуса представлены скромнее, преимущественно дайковыми комплексами в Норвегии, Швеции и Британии.

Согласно ранее продемонстрированному кластеру палеомагнитных полюсов, 550±5 млн лет назад Балтика занимала приэкваториальное положение. Лаврентия в соответствии с полюсом по формации Skinner Cove **[4]** с возрастом 550±3 млн лет также находилась в низких широтах. Океан Япетус в это время раскрыт уже достаточно широко.

Для временного интервала 560–575 млн лет ситуация намного сложнее. Положение Балтики соответствует полюсу по басинской свите Южного Урала. А вот положение Лаврентии неоднозначно. Для нее в это время существует две группы полюсов. Согласно первой группе, Лаврентия занимала приэкваториальное положение, а согласно второй – находилась в высоких широтах. Низкоширотная версия соответствует геологическим данным о том, что в это время начинается раскрытие океана Япетус. Но с палеомагнитной точки зрения она не убедительна. Все полюсы первой группы находятся очень близко к палеозойской части кривой миграции палеомагнитного полюса, КМПП и, вероятно, перемагничены. При выборе второго варианта перемагничивание в более позднее время заподозрить нельзя, но с геологией согласие хуже.

В раннем эдиакарии Балтика находилась в высоких широтах, согласно результатам по дайкам Эгерсунд с возрастом 616±3млн лет. А Лаврентия, согласно полюсу по дайкам Long Range с возрастом 615 млн лет, находилась в средних широтах. Такое предположение не противоречит геологическим данным, согласно которым океан Япетус еще не раскрылся. Однако стоит отметить, что результат по дайкам Long Range получен на основании изучения всего лишь пяти даек и, следовательно, его надежность невысока.

Что же следует из всего вышесказанного?

Если верить тем палеомагнитным данным по эдиакарию Лаврентии, которые совпадают с палеозойской частью КМПП этой платформы и, соответственно, скорее всего являются результатом перемагничивания, то получается вполне геологически обоснованная история раскрытия Япетуса. А если выбрать те палеомагнитные данные по Лаврентии, которые не выглядят перемагниченными, пока не удается представить, как же должен был выглядеть Япетус в эдиакарии.

На вопрос, как разрешить это противоречие, ответа пока нет.

[1] *Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Лепихина О.П., Корнилова А.Ю.* U-Pb (SHRIMP-II)-возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменской свиты сылвицкой серии венда (Средний Урал) // ДАН. 2006. Т. 411, № 3. С. 354–359.

[2] *Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V.* Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. V. 7, № 2. TJE05167. doi:10.2205/2005ES000167.

[3] *Walderhaug H.J., Torsvik T.H., Halvorsen E.* The Egersund dykes (SW Norway): a robust Early Ediacaran (Vendian) palaeomagnetic pole from Baltica // Geophysical Journal International. 2007. V. 168. P. 935–948.

[4] *Cawood P.A., McCausland P.J.A., Dunning G.R.* Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian margin in Newfoundland // Geological Society of America Bulletin. 2001. V. 113. P. 443–453.

СТРУКТУРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ В ГЛУБИННОЙ ЗОНЕ КОСОЙ КОЛЛИЗИИ ХРЕБТА ТОМОТА (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, БАЙКАЛ)

В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов**, Д.П. Гладкочуб**, Т.В. Донская***

*Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН

В земной коре реализуются два основных мотива деформаций – изгиб и тектоническое течение. В самом общем плане они отвечают условиям верхней и нижней коры, соответственно. Вместе с тем, если аспекты деформации изгиба исследованы весьма полно, то тектоническое течение в значительной мере остается пока предметом эмоций, а не уверенного знания. Изучение таких зон по-прежнему актуально. В докладе рассматривается новый материал по внутренней структуре гнейсово-мигматитовой зоны хребта Томота в Приольхонье (Западное Прибайкалье). Это один из компонентов раннепалеозойского глубинного коллизионного коллажа, сформированного здесь в обстановке косого столкновения Сибирского кратона и Ольхонского террейна. Площадь хорошо обнажена, полевые исследования были обеспечены современными дистанционными аэрокосмическими материалами высокого и сверхвысокого разрешения, что позволяет составлять детальные и надежные геологические и тектонические карты высокой точности. Гнейсово-мигматитовые зоны – типичный компонент раннепалеозойского коллизионного коллажа Ольхонского региона. Все они ограничены бластомилонитовыми швами и представляют собой сдвиговые пластины различной ширины в плане (обычно она невелика: 0.5–1.0 км) и внушительной протяженности (10 – 100 км). Типичны линзовидные очертания подобных зон; им присущи стреловидные окончания. Нередко гнейсово-мигматитовые пластины соприкасаются друг с другом, образуя сложные структурные пакеты. Не менее часто, однако, встречаются и такие композиции, когда гнейсово-мигматитовые пластины разделены узкими, но протяженными сдвиговыми пластинами, которые образованы пестрым по составу метаморфическим комплексом (амфиболиты, мраморы и мраморные меланжи, кварциты) с участием массивов метагабброидов и гипербазитов, а также жильной гранитной серии. Возраст гнейсов и мигматитов комплекса Шебарта (под таким названием мы выделяем гнейсово-мигматитовую толщу в регионе) и сопровождающей его серии синметаморфических гранитов уверенно определяется в интервале 480–500 млн лет (ранний этап) и 460–470 млн лет (поздний этап). Какого-либо заметного перерыва в истории метаморфизма или геологически значимого перерыва между этими этапами не установлено. Скорее всего, это был непрерывный процесс.

Деформационная история региона очень насыщенна и генетически разнообразна. Три основных мотива тектогенеза составляли, по нашим наблюдениям, формирование здесь аккреционно-коллизионной системы раннего палеозоя. Самые ранние эпизоды ее становления отражают синметаморфические покровные деформации аккреционного характера. За ними последовало формирование гранитогнейсовых куполов (они локализованы только в гнейсово-мигматитовых зонах). Завершают процессы собственно коллизии мощные проявления сдвигового тектогенеза; они носили тотальный характер и определили картируемый структурный рисунок коллизионного композита территории, вскрытый в современном срезе. Вместе с тем, такой насыщенный многочисленными эпизодами список деформаций оказывается все же неполным. В нем недостаточно ясно отражены ситуации тектонического течения, свойственные гнейсово-мигматитовым зонам (да и не только им). Именно такая информация накапливается в последнее время, и она способна серьезно расширить арсенал событий деформационной летописи региона.

Внутренняя структура гнейсово-мигматитовых пластин на первый взгляд кажется однообразной. На самом деле это не так. На одних участках она полностью согласована с линейными очертаниями самих сдвиговых пластин, а гнейсовый комплекс в таких местах охвачен мощной линеаризацией, подавляющей в процессе тотальной сдвиговой деформации все более ранние складчатые системы. В других частях площади структурные ансамбли гнейсовых зон рази-

тельно отличаются от относительно простых линейных очертаний границ таких сдвиговых пластин. Кроме господствующих систем сдвигового генезиса, здесь нередко обнаруживаются и структуры более ранних, но тоже синметаморфических генераций. Это гнейсово-мигматитовые купола, а также довольно многочисленные свидетельства проявления самых ранних складчатых деформаций покровного типа. В сумме все эти генетически различные, но синметаморфические и тесно сближенные по времени формирования структуры создавали впечатление невероятной сложности внутреннего устройства сдвиговых пластин, образованных гнейсово-мигматитовым комплексом. Новые находки показывают, однако, что предел сложности еще не достигнут и то, что мы до сих пор знали о паутине деформаций гнейсово-мигматитового комплекса региона, – не более, чем шутка природы. Каскад новых данных создает иную, чем прежде, интригу структурного поиска. Она – в серьезных масштабах тектонического течения, эффекты которого оставались в тени, практически не исследовались, а на самом деле именно они определяют внутреннее устройство глубинных срезов коллизионной системы. Здесь обнаружены крупные фрагменты структур, которые по своим структурно-морфологическим особенностям сходны со складками колчановидного (футляровидного) типа, и многочисленные глубинные позднеметаморфические тектонические покровы, сопровождавшие финальные эпизоды развития футляровидных структур. Те и другие – результат тектонического течения, и для их изучения стандартные приемы структурной геологии оказываются не всегда эффективными. Нужно подчеркнуть, что находка колчановидных систем – все еще редкость в геологии Сибири, а позднеметаморфические глубинные покровы, завершающие их развитие, – вообще нечто пока экзотическое. В быстром темпе накапливается материал, свидетельствующий о больших масштабах такого стиля развития в Ольхонском регионе, а сомнений в том, что нас ожидают и другие структурные сюрпризы, быть не должно.

Домен Томота. Сдвиговая пластина хребта Томота имеет протяженность около 30 км при ширине в плане 1 км. Ее границы – бластомилонитовые швы, включающие тела гипербазитов. На юго-западном фланге зона Томота под косым углом срезана главным коллизионным швом системы Сибирский кратон – Ольхонский террейн. На северо-востоке она скрыта под акваторией пролива Малое Море. Вблизи контактов зоны Томота с шовными структурами абсолютно преобладают пакеты крутостоящих гнейсов, но уже на небольшом удалении от них директивный характер структуры нередко нарушается и появляются участки нелинейного строения. Особенно ярко это проявлено в юго-западной части зоны, на площади домена Томота. Степень обнаженности около 70 %. Новая геологическая карта площади составлена с использованием дистанционных материалов: это аэрофотоснимки масштаба 1:100000, 1:25000, 1:12000 и 1:5000 (все – Россия), а также панхроматические и мультиспектральные космические снимки высокого и сверхвысокого разрешения со спутника QUICK BIRD-2, США, панхроматический формат которых отвечает масштабу 1:2000. Границы геологических тел прослеживались по простиранию. Ошибка в их нанесении на карту не превышает ±1–5 м. В центральной части хребта закартирована широкая в плане полоса развития нелинейных структур с очень пологими шарнирами. Этот ансамбль ограничен зонами линейного характера, которые очерчивают линзовидные в плане контуры площади развития нелинейных систем. Независимо от того, какую интерпретацию можно дать композициям нелинейных структур хребта Томота, само их присутствие здесь не может быть оспорено: на площади около 2 км^2 они носят массовый характер и доступны прямым наблюдениям. Широкое развитие здесь получили пакеты складок с очень пологими шарнирами и оригинальный куэстовый рельеф, когда одни склоны водоразделов полностью повторяют пологое залегание «пластов» гнейсов и мигматитов, а на других обнажены скалистые гряды субгоризонтальной карандашной отдельности, свойственной таким композициям. По формальным признакам структуры с пологими шарнирами сходны с самыми ранними складками покровного типа, установленными в регионе, но на самом деле их генезис и возраст несопоставимы. В хребте Томота в строении пакетов таких складок участвуют синметаморфические пегматоидные граниты с возрастом 460–470 млн лет (они смяты ими), а мелкозернистые граниты, деформированные самыми ранними складками покровного типа, имеют возраст около 480 млн лет и отличаются от них по составу (Михеев и др., 2014).

Важнейший компонент структурной композиции хребта Томота – присутствие здесь крупных складок колчановидного типа. Характерно схождение замеров ориентировки пологих шарниров в юго-западном направлении, а на северо-восточном фланге – картируемых по кон-

тактам гнейсов и амфиболитов контуров замкнутых структур типа «раструбов» колчанов. Детальное картирование обнаруживает здесь множество сорванных тектонических покровов, завершающих тектоническое течение на этапе спада термодинамических параметров. Масштабное развитие получили мощные кварцевые жилы, маркирующие подошвы и фронтальные части уже истинно покровных пластин, завершающих эпизоды тектонического течения (можно думать, что формирование кварцевых жил отмечает склеротизацию системы и завершение активного тектонического течения, когда тектонический транспорт происходил в том же направлении).

Матрица коллизионного композита отличается резкой реологической неоднородностью. Это определяет локальные, но зачастую синхронизированные объемные эффекты то тектонического течения, то деформации изгиба, создающие запутанный клубок коллизионного коллажа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 14-05-00231, 13-05-00557).

АССОЦИАЦИИ ПОРОД – ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

Е.В. Хаин, А.А. Федотова* **, Г.Е. Некрасов*, А.В. Орлова* ***, А.А. Разумовский**

*Москва, Геологический институт РАН, khain@ginras.ru
**Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
***Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Происхождение Байкало-Муйского пояса в настоящее время дискуссионно, известны как развивавшиеся длительное время представления о широком распространении в нем офиолитов и островодужных ассоциаций, так и мнения, согласно которым значительная роль отводится процессам, происходившим на дивергентных границах плит. В ряде работ сделана попытка отвести тем и другим процессам определяющую роль на разных этапах развития пояса. Задача сообщения – дать краткий обзор опубликованных данных и охарактеризовать значение выявленных нами в западной части Байкало-Муйского пояса ассоциаций пород для реконструкции истории его формирования.

Островодужные вулканиты и магматические породы, судя по опубликованным данным, выявляются с наибольшей определенностью для раннего этапа развития Байкало-Муйского пояса. U-Pb и Sm-Nd изотопные датировки вулканитов и магматических пород островных дуг **[1, 2 и др.]** свидетельствуют о том, что около 830–800 млн лет назад (в начале среднего неопротерозоя) существовали островодужные структуры, реликты которых входят в состав Байкало-Муйского пояса. Более полно эти комплексы охарактеризованы в Келяно-Ирокиндинской зоне восточного сегмента пояса. Для интервала времени 735–585 млн лет фиксируется возникновение ультрамафит-мафитовых комплексов, происхождение большинства из которых дискуссионно.

Следующая эпоха событий, связанных с субдукцией, также обоснована преимущественно данными для восточной части Байкало-Муйского пояса, где найдены комплексы надсубдукционных обстановок (габброиды Заоблачного массива с возрастом 612±62 млн лет), установлен возраст эклогитов Северо-Муйского комплекса 653±21 млн лет **[3]**. Для этого же (650–600 млн лет) интервала времени в восточной части Байкало-Муйского пояса реконструируются обстановки континентального рифтогенеза **[4]**. А.А. Цыганков рассматривает магматические образования данного этапа как продукт коллизионных процессов развития пояса **[5]**.

Офиолиты традиционно выделялись в составе Байкало-Муйского пояса (внутренняя зона байкалид **[6]**) и применялись для реконструкции обстановок развития пояса **[4, 7, 8 и др.]**. Однако детальное изучение ряда массивов, включавшихся в офиолитовый пояс, показало, что его объем является дискуссионным. Существует также представление об отсутствии офиолитовой ассоциации в Байкало-Муйском поясе **[9 и др.]**. Таким образом, вопрос об объеме и возрасте офиолитов Байкало-Муйского пояса остается открытым.

Гранулит-ультрамафит-мафитовая ассоциация Северного Прибайкалья представляет собой пространственно связанные с ультрамафит-мафитовыми плутонами (Тонкий мыс, Слюдинский, Курлинский «массивы» и другие) и близкие к ним по времени формирования гранулиты, поэтому можно говорить о пространственной ассоциации гранулитов с интрузиями мантийного происхождения. Такие ассоциации известны по примерам объектов Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского подвижных поясов **[10 и ссылки в ней]**. В то время как собственно гранулиты образуются в широком диапазоне геодинамических условий, ассоциация гранулитов с ультрамафит-мафитовыми плутонами, по всей видимости связана с более конкретной ситуацией. Образование близких по возрасту гранулитов и ультрамафит-мафитовых массивов, как нам представляется, возможно при возникновении астеносферных окон под континентальной окраиной. На уровне верхних горизонтов литосферы эти процессы могут сопровождаться обдукцией офиолитов и формированием гранитоидов.

Наиболее благоприятная для возникновения астеносферного окна обстановка складывается на континентальной окраине в случае погружения под нее спредингового хребта, осевой рифт которого играет роль ослабленной зоны, способствующей отрыву слэба и разрыву сплош-

ности субдуцируемой литосферы. В настоящее время примером реализации такого механизма является восточная окраина Тихого океана вдоль побережья Калифорнии и южной части Чили. Здесь происходит субдукция активных спрединговых хребтов – Хуан-Де-Фука в Калифорнии и Южно-Чилийского на юге Южной Америки. Такая же ситуация наблюдается в южной части архипелага Папуа – Новая Гвинея. Это явление в данных регионах сопровождается обдукцией офиолитов на окраину континента, интенсивным контрастным магматизмом и метаморфизмом, с одной стороны – внедрением мантийных базитов, с другой – обилием гранитоидных плутонов. Следствием обдукции офиолитов может явиться утолщение коры сверху за счет аллохтонных пластин. Поднятие и растяжение, которые проявляются после обдукции офиолитов, могут привести к быстрому выведению на дневную поверхность магматических и метаморфических образований, возникших на большой глубине (гранулитов и эклогитов).

В противоположность астеносферным окнам, связанным с субдукцией действующих океанских хребтов, можно рассмотреть теоретическую возможность их возникновения в других геодинамических условиях. Первый вариант можно назвать «активным астеносферным окном». Вторая возможная ситуация, «пассивное астеносферное окно» **[11]**, подразумевается отрыв субдуцируемого слэба в результате заклинивания зоны субдукции (полного или частичного) с одновременным продолжением субдукции передовой, частично или полностью эклогитизированной его части. Гипотетически, образование такого окна может приводить в соприкосновение истощенную верхнюю мантию, подстилающую субдуцируемую океанскую литосферу, с породами надсубдукционного мантийного клина и даже нижней части островодужной коры.

Комплекс гранитоидов с адакитовыми характеристиками оказался новым показателем условий геологического развития Северного Прибайкалья. В междуречье Слюдянка – Рель нами охарактеризована серия субвулканических тел, по петрографическому составу отвечающих мелко-среднекристаллическим тоналитам, трондъемитам и гранодиоритам, а по геохимическим особенностям – адакитам **[12]**. Плагиомигматиты сходного состава были охарактеризованы Э.Г. Конниковым на прилагающей территории. Показано, что они являются продуктами плавления базальтов **[13]** Происхождение этих пород считается достаточно определенным **[14 и др.]**. Ключевые характеристики адакитов: высокие содержания Sr и легких РЗЭ, низкие концентрации тяжелых лантаноидов и Y считаются отражением их выплавления при образовании эклогитов или гранатовых амфиболитов. В субдукционной ситуации в составе адакитов также может быть выявлена добавка вещества с мантийными характеристиками, что связывают с плавлением материала надсубдукционного мантийного клина.

Высокониобиевые метабазиты. Еще один показатель палеогеодинамических условий обнаружен нами в Северном Прибайкалье в чередовании с амфиболовыми гнейсами. Пространственная ассоциация адакитов и базальтов с повышенным содержанием Nb является характерной, широко распространена, в частности, на Тихоокеанской окраине Южной Америки и указывает на то, что мантийный источник этих пород испытал предшествующий эпизод плавления, происходившего в надсубдукционных условиях.

Наши данные показывают, что гранулиты, габброидные плутоны и адакиты западной части Байкало-Муйского пояса образовались в коротком интервале времени, глубинные породы, в том числе метаморфизованные и испытавшие частичное плавление офиолиты, были выведены в поверхностные горизонты литосферы в геологическом понимании мгновенно. Гранитоиды с геохимическими характеристиками адакитов – продукты плавления мафитовой части метаофиолитового комплекса – внедрились на разных уровнях глубинности (плагиомигматиты **[13]**, субвулканические и пегматоидные тела **[12]**) и запечатали гетерогенную структуру. Предыстория этих геологических событий, по всей вероятности, связана с длительным развитием континентальной окраины в режиме конвергенции с последовательным формированием островодужных систем, а условия, в которых происходили заключительные процессы формирования пояса (620–590 млн лет назад), можно интерпретировать как обстановку растяжения на фоне общего сжатия. Заклинивание зоны субдукций блоком утолщенной литосферы того или иного типа представляет собой возможный механизм возникновения этой обстановки.

[1] *Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // ДАН. 1998. Т. 360, № 1. С. 88–92.

[2] *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3–15.

[3] *Шацкий В.С., Ягоутц Э., Рыбошлыков Ю.В. и др.* Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // ДАН. 1996. Т. 350, № 5. С. 677–680.

[4] *Божко Н.А., Талицкий В.Г., Кирмасов А.Б. и др.* Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Келяно-Иракиндинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1999. № 4. С. 14–25.

[5] *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

[6] *Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. 516 с.

[7] *Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Dobretsov N.N.* Precambrian ophiolite belts of southern Siberia, Russia, and their metallogeny // Precambrian Research. 1992. V. 58. P. 427–446.

[8] *Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э. и др.* Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 152–168.

[9] *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.

[10] *Некрасов Г.Е.* Комплексы зоны раздела кора-мантия континентальных и переходных структур и вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. С. 237–267.

[11] Ремизов Д.Н., Хаин Е.В., Федотова А.А. Концепция астеносферных окон в связи с особенностями строения и магматизма юга Сибири и Полярного Урала // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. Т. 2. С. 69–72.

[12] *Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Аносова М.О., Орлова А.В.* Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44–66.

[13] *Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Врублевская Т.Т.* О генезисе плагиомигматитов в докембрийских офиолитах Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 1994. № 1. С. 82–88.

[14] *Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite- tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // Journal of Geophysical Research. 1990. V. 95, № B13. P. 21503–21521.

БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ ГЕРЦИНИД: ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

С.В. Хромых

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

Изучение акыкреционно-коллизионных систем Центрально-Азиатского складчатого пояса, проведенное в последние годы, свидетельствует о важной роли мантийных плюмов в эволюции фанерозойских складчатых систем **[1–3 и др.]**. Одним из важных аспектов изучения закономерностей развития крупных изверженных провинций в складчатых поясах является исследование природы ультрабазит-базитового магматизма. В докладе приведены данные по базит-ультрабазитовым комплексам Алтайской коллизионной системы герцинид, которая была сформирована в позднем палеозое (карбон-пермь) при взаимодействии Сибирского и Казахстанского континентов. Эволюция коллизионной системы началась с закрытия в раннем карбоне (турне – визе) Обь-Зайсанского океанического бассейна с формированием чешуйчатой системы покровов, смятых в более поздние складки при последующих сдвиговых деформациях.

Детальные геологические исследования осевой части Алтайской коллизионной системы – Чарской зоны, проведенные в 70–80-х годах **[4]**, позволили установить, что в результате аккреционно-коллизионных процессов здесь оказались пространственно совмещены разновозрастные вулканические и интрузивные комплексы, проявившиеся в разных геодинамических обстановках.

Позднедевонские базальт-андезитовые «океанические» комплексы, сформированные на завершающих стадиях эволюции палеоокеанического бассейна, развиты фрагментарно в обрамлении Чарского офиолитового пояса. Породы подверглись интенсивной переработке, повсеместно брекчированы, сохранились лишь в виде отдельных блоков и пластин. Преобладают базальтоиды, реже андезибазальты, а также кремнистые и кремнисто-глинистые глубоководные отложения. Породы этих комплексов характеризуются повышенными железистостью и титанистостью, пониженной глиноземистостью и щелочностью, демонстрируют максимумы в концентрациях Ti, Ta, Nb; минимумы по Rb и K; $\varepsilon_{Nd}(T)$=+8.2 и по совокупности петрогеохимических данных могут быть отнесены к толеитовой или островодужно-толеитовой серии.

Раннекаменноугольные «переходные» вулканические комплексы, сформированные в момент закрытия палеоокеанического бассейна, представлены в основном андезитами и андезибазальтами, в подчиненном количестве присутствуют базальты, редко – дациты и риолиты. Их состав характеризуется умеренной железистостью и глиноземистостью, отмечаются максимумы в концентрациях Ba и Sr, ярко выраженными минимумами в концентрациях Ti, Ta, Nb; $\varepsilon_{Nd}(T)$=+3.5; по совокупности петрогеохимических данных раннекаменноугольные вулканиты могут быть отнесены к известково-щелочным сериям островных дуг или окраинных морей.

Средне-позднекаменноугольные вулканические «континентальные» комплексы тесно ассоциируют с осадочными отложениями в наложенных межгорных прогибах, соответствующими верхним молассам. «Континентальные» вулканические комплексы представлены андезитовыми, андезибазальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами, базальтовыми порфиритами, дацитовыми и риолитовыми порфирами. Их петрогеохимические характеристики демонстрируют повышенную глиноземистость, калиевость, повышенные содержания фосфора, пониженную железистость. Для всех породных разностей характерно выраженное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, максимумы в концентрациях Ba, K, Ti; слабо проявленные минимумы по Ta и Nb; $\varepsilon_{Nd}(T)$ = от +5.2 до +7.9.

Интрузивный базит-ультрабазитовый магматизм представлен небольшими массивами (около 50 в пределах Чарской зоны), сложенными раннепермскими габброидами аргимбайского комплекса с Ti-минерализацией и пикритоидами максутского комплекса с Cu-Ni-ЭПГ-оруденением. Как габброиды, так и пикритоиды характеризуются повышенными содержаниями калия и фосфора, легких лантаноидов, максимумами в концентрацих Ba, Sr, Zr, Rb; $\varepsilon_{Nd}(T)$ = от

+4.7 до +6.7. Анализ геологических, геохимических и геохронологических данных позволяет считать их индикаторами активности Таримского плюма **[5]**. Установлено, что формирование габброидов и пикритоидов происходило в два этапа (~293 и 280 млн лет) в антидромной последовательности, которая может быть объяснена моделью взаимодействия термохимических плюмов с литосферой **[2]**.

Анализ петрогеохимического состава базит-ультрабазитовых комплексов Чарской зоны позволяет наметить основные пути эволюции состава мантийных источников. В позднем девоне базальты формировались за счет деплетированной мантии, подстилающей океанический бассейн. В раннем карбоне процесс генерации базитовых магм происходил в окраинно-континентальной обстановке. В среднем-позднем карбоне петрогеохимическими и изотопными данными фиксируется изменение состава мантийных расплавов и появление нового обогащенного источника в их субстрате. Обогащение базальтов и последующих габброидов и пикритоидов титаном и фосфором, менее выраженные отрицательные аномалии по Nb и Ta свидетельствуют о более активной роли в генерации этих пород мантийного источника, не претерпевшего «надсубдукционного» метасоматоза. Дальнейшее развитие интрузивного магматизма свидетельствует о повышении степени плавления мантии и росте температурного градиента. Основываясь на представленных данных, можно предполагать, что в среднем – позднем карбоне (310–300 млн лет) появились первые свидетельства вовлечения обогащенного вещества в процессы магмогенерации, обусловленные активностью Таримского мантийного плюма.

[1] *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др.* Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.

[2] *Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1159–1187.

[3] *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М.* Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 115–142.

[4] *Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др.* Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 207 с.

[5] *Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др.* Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1648–1667.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ПРЕДЕЛАХ КОЛЛИЗИОННОГО ШВА (ПРИОЛЬХОНЬЕ)

*А.В. Шаргородский**, Ю.А. Давыденко* **, А.С. Башкеев***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, davidenkoya@gmail.ru
**Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, shargorodsky1992@mail.ru

Приольхонье относится к складчатому обрамлению Сибирской платформы и сложено глубокометаморфизованными породами ольхонской серии и залегающими в них разновозрастными магматическими образованиями, которые в совокупности получили название ольхонского кристаллического комплекса.

Для всего региона характерна нарезка площади на серию сдвиговых пластин, разделенных швами бластомилонитов. Это твердо установленный факт, основа раннепалеозойской конструкции коллизионного композита. Столь же очевиден и другой момент – в кайнозое, при формировании рифтовой системы Байкала, раннепалеозойские швы были реанимированы и вновь работали как тектонические разрывы . В некоторых местах удается доказать и их сдвиговую природу (но не везде). В большинстве мест природа кайнозойских разрывов генетически не определена. В любом случае все кайнозойские разрывы являются концентрами современной повышенной сейсмичности и, соответственно, сейсмической опасности. Это обстоятельство само по себе – интересный феномен тектоники. Вместе с тем, массивы габбро, влиявшие на формирование структуры раннего палеозоя, определили и позицию сейсмических зон кайнозоя. Молодые сейсмические зоны огибают такие массивы, не только закартированные в современном срезе, но и не вскрытые в нем. Исследование слепых тел габброидов, таким образом, может дать материал для расшифровки и зон современной сейсмической опасности **[1]**.

Цели работы:

- Картирование коллизионного шва геофизическими исследованиями на участке «Мраморный».
- Подготовка фактуры для проведения инверсии магнитного поля с целью определения тел габброидов.

13.07.2014 г. на участке «Мраморный», расположенном вблизи МРС, пересекающем Главную зону согласно геологической карте В.С. Федоровского **[2]**, проводились геофизические работы (рис. 1). Весь объем работ был выполнен студентами и аспирантами кафедры технологии геологической разведки НИ ИрГТУ.

На участке проводилась магниторазведка с шагом между пикетами и профилями 25 м. В качестве измерителя напряженности магнитного поля использовался магнитометр ММП-203. Протяженность всех поисковых линий составила 1000 м. Объем выполненных магниторазведочных работ составил 1880 ф.н. на 1.2 км^2.

Также на участке проводилась радиометрическая съемка, с шагом между пикетами и профилями 25 м, измерения проводились с помощью прибора СРП-68-01. Протяженность всех поисковых линий составила 1000 м. Объем выполненной радиометрической съемки составил 2520 ф.н. на 1.6 км^2

Обработка полученного полевого материала производилась непосредственно во время полевых работ и первого месяца камерального периода. Она включала в себя построение карт распределения интенсивности радиоактивного излучения и напряженности магнитного поля в программном обеспечении MicrosoftOfficeExcel, GoldenSoftwareSurfer.

Ниже представлены результаты построения исходного магнитного и радиоактивного поля и результаты фильтрации этих полей.

На карте, построенной по исходным данным радиометрии, пониженными значениями интенсивности радиоактивного излучения (РАИ) отчетливо выделяется зона простирания коллизионного шва (рис. 2, *б*). На карте, построенной по фильтрованным данным радиометрии, эта область выделяется более ясно (рис. 2, *а*).

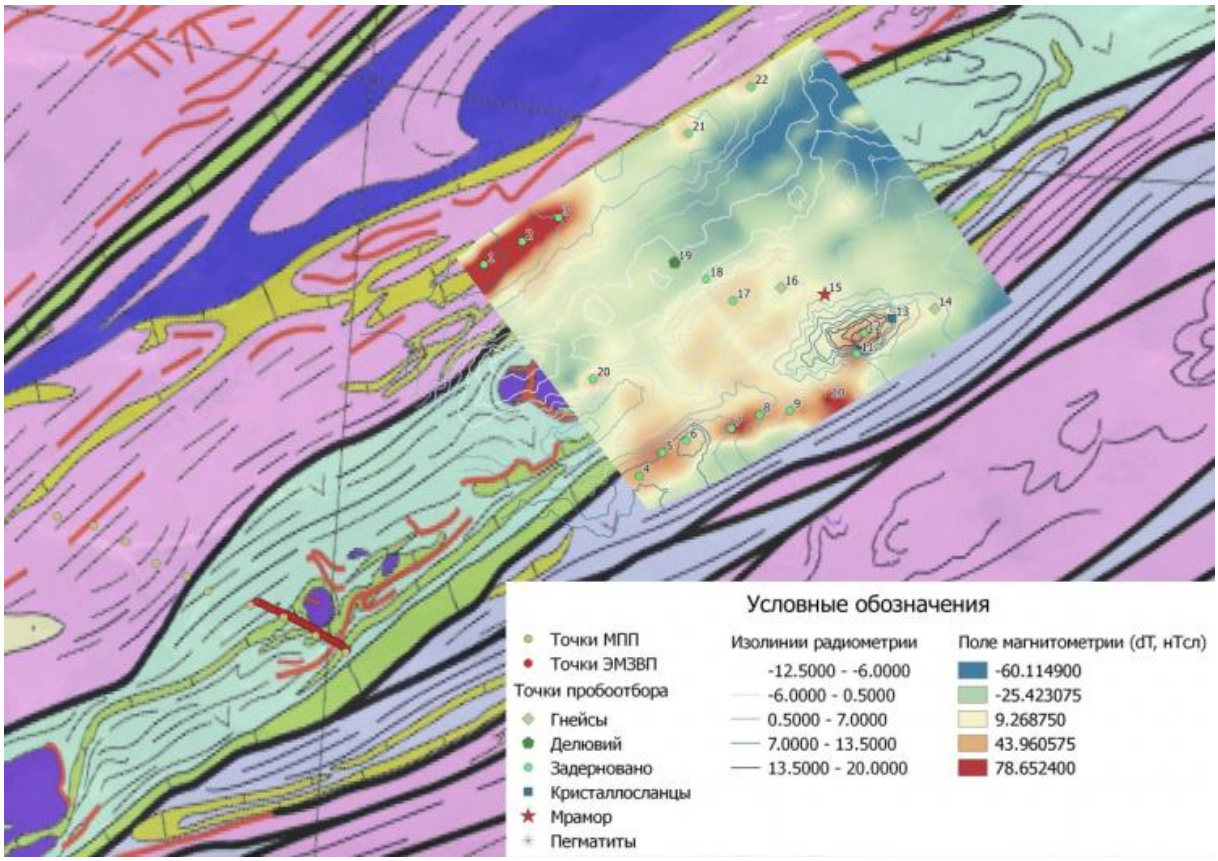


Рис. 1. Геологическая карта [2] с наложением магнитного и гамма-поля.

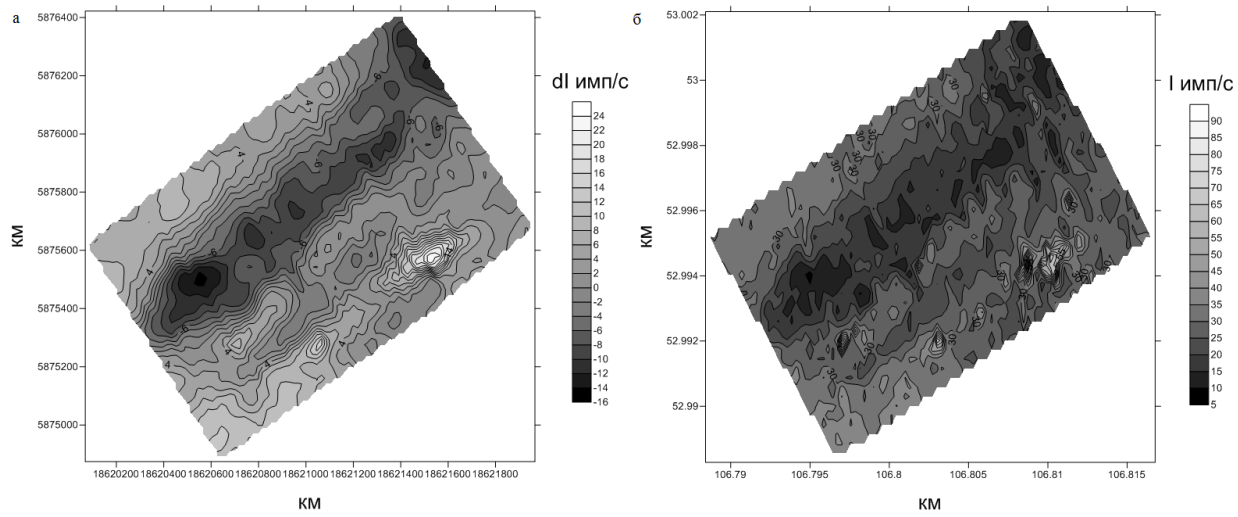


Рис. 2. План интенсивности радиоактивного излучения и напряженности магнитного поля, участок Мраморный.

На плане изолиний магнитного поля, построенном по исходным данным (рис. 3, *а*), уверенно выделяются разломные зоны и направление их простирания. После проведения фильтрации удалось более детально выделить контуры разломов (рис. 3, *б*).

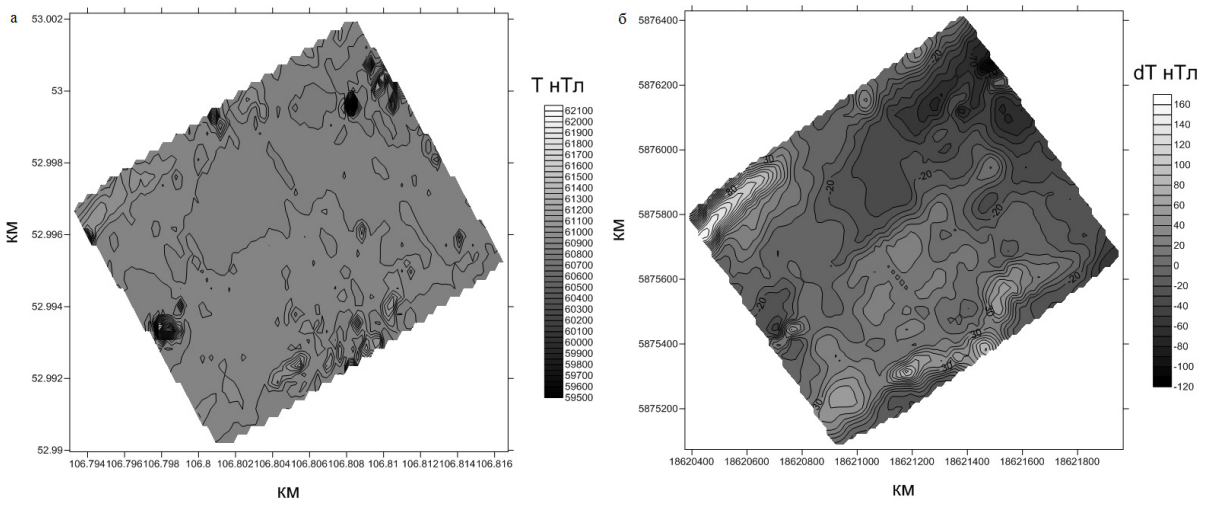


Рис. 3. Результат фильтрации данных интенсивности радиоактивного излучения и данных напряженности магнитного поля, участок Мраморный.

Таким образом, полученные результаты позволят провести комплексный анализ данных радиометрической и магнитной съемки и решить задачу геологического картирования коренных пород, перекрытых делювиальными отложениями.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 144504156.

[1] *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И, Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М.* Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1409–1427.

[2] *Федоровский В.С.* (отв. ред.), *Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Изох А.Э., Агатова А.Р., Котов А.Б.* Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). М.: Группа компаний A1 TIS, 2012.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ ГОРНОВ НА УЧАСТКЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ (ПРИОЛЬХОНЬЕ)

*А.В. Шаргородский**, Ю.А. Давыденко* **, К.Ю. Ткачева***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, davidenkoya@gmail.ru
**Иркутск, Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, shargorodsky1992@mail.ru

Цель работы – апробировать методику комплексной обработки данных магниторазведки и радиометрии на примере ямных железовосстановительных горнов.

Результаты проведенных ранее археологических раскопок и магниторазведочных исследований показали, что в Приольхонье на рубеже эр использовались ямные сыродутные железовосстановительные горны **[3]**. Радиоуглеродное датирование показало, что деятельность этих металлургических центров относится к концу I тыс. до н. э. – началу I тыс. н. э.

13.07.2014 г. на участке Археологический, расположенном вблизи поселка Черноруд, проводились геофизические работы. Весь объем работ был выполнен студентами и аспирантами НИ ИрГТУ кафедры технологии геологической разведки. Студенты ИрГТУ получили необходимые практические навыки работы с геофизической аппаратурой, а также научились интерпретировать наблюденную информацию.

На участке проводилась магниторазведка с шагом между пикетами и профилями 0.5 м. В качестве измерителя напряженности магнитного поля использовался магнитометр ММП-203, высота датчика над поверхностью земли 0.5 м. Протяженность всех поисковых линий составила 16.5 м. Магниторазведочные работы были выполнены на площади 288.8 м^2.

На том же участке, с той же сетью была выполнена радиометрическая съемка с помощью прибора СРП-68-01.

Обработка полученного полевого материала производилась непосредственно во время полевых работ и первого месяца камерального периода. Обработка включала в себя построение карт распределения интенсивности гамма-излучения и напряженности магнитного поля в программном обеспечении Microsoft Office Excel, Golden Software Surfer. Интерпретация обработанного материала производилась в программной среде «GeliosSMI» **[1, 2].**

По мозаичной карте интенсивности радиоактивного излучения, построенной по исходным данным (рис. 1, *а*), кроме одиночного выброса, связанного с ошибкой измерения, ничего

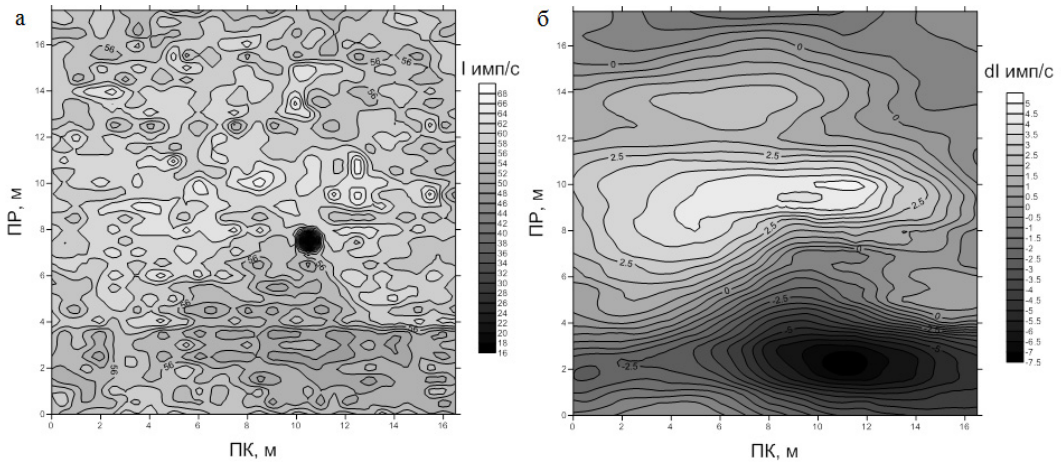


Рис. 1. План изолиний интенсивности радиоактивного излучения (*а*) и приращения модуля вектора магнитной индукции (*б*) (участок Археологический).

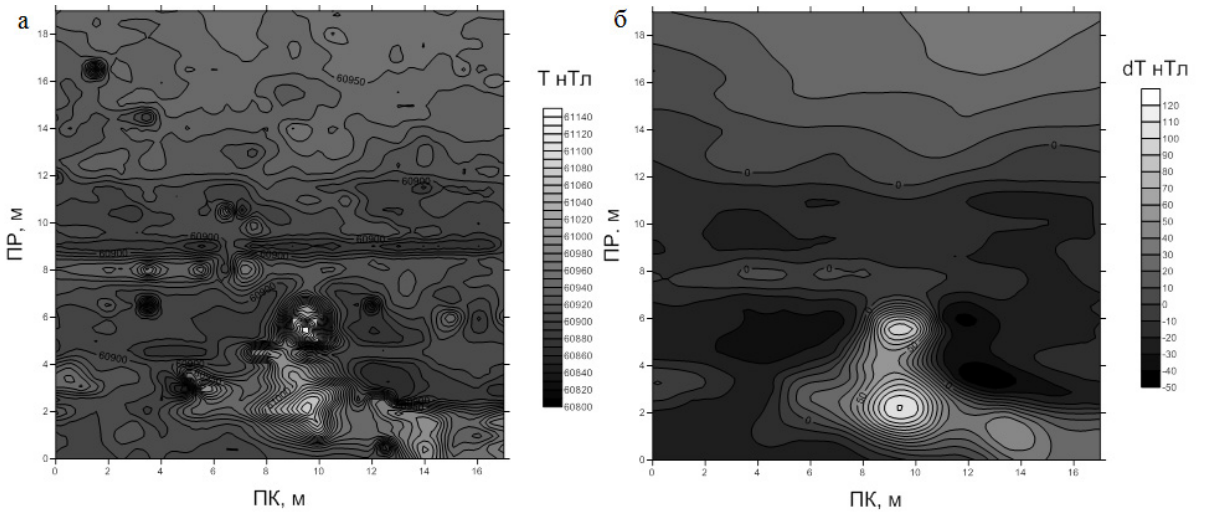


Рис. 2. Фильтрованное поле интенсивности радиоактивного излучения (*а*) и напряженности магнитного поля (*б*).

не выделяется, в то время как на карте, построенной после выполненной в программе GelioSMI фильтрации (рис. 1, *б*) (метод главных компонент, анализ анизотропии поля), выделяется две области: линейная область высоких значений интенсивности радиоактивного излучения, связанная, видимо, с изменением литологии, и область низких значений, которую можно связать с аномалеобразующими объектами, характеризующимися высокими значениями напряженности магнитного поля.

На карте полного вектора магнитного поля, построенной по исходным данным (рис. 2, *б*), уверенно выделяется два аномалеобразующих тела. После проведения фильтрации (метод главных компонент, анализ анизотропии поля) удалось снять эффект профильности и более детально выделить их контуры.

Таким образом, по данным магниторазведки удалось оконтурить область расположения железовосстановительных горнов, эта же зона, но менее контрастно, выделилась в данных радиометрии пониженными значениями. На примере решения археологических задач демонстрируется высокая эффективность предлагаемой методики комплексной интерпретации, которая пригодна для более широкого круга задач малоглубинной геофизики.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №144504156 сибирь_а.

[1] *Грайвер А.В.* Особенности представления данных и реализации ресурсоемких вычислений в программе обработки и интерпретации геофизических данных GelioSMI // Геоинформатика. 2012. № 3. С. 20–27.

[2] *Грайвер А.В., Давыденко А.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В.* Технология интерпретации данных площадных геофизических работ в программном комплексе «GelioSMI» // Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 115–120.

[3] *Снопков С.В., Снопков П.С.* Реконструкция металлургических центров по производству железа по магниторазведочным данным (Приольхонье, западный берег Байкала) // Интеграция археологических и этнографических исследований. Иркутск–Омск, 2013. Т. 2. С. 123–126.

ДОПАНГЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТЫ

А.В. Шацилло

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

Согласно доминирующим представлениям, Евразийская плита, объединяющая крупные континентальные блоки с докембрийским основанием (Сибирский и Восточно-Европейский кратоны) и террейновые единицы более мелкого масштаба (Казахстано-Киргизский, Таримский, Тувино-Монгольский и другие микроконтиненты), а также опоясывающие их гетерогенные складчатые области, была сформирована в ходе герцинского орогенеза, ознаменовавшего сборку суперконтинента Пангея. В конфигурации, близкой к пангейской, структуры Северной Евразии сохранились до настоящего времени. «Допангейская» палеозойская история Сибири и Балтики (Восточно-Европейской платформы), в контексте тектоники плит, обычно рассматривается как независимый дрейф, при котором рассматриваемые кратоны испытывали генеральное перемещение в северном направлении и претерпевали вращения того или иного знака.

Недавно было показано, что в течение пермского времени Сибирь и Балтика (входившая в то время в состав композитного континента Арктлавруссия – Арктида+Лаврентия+Балтика) испытывали согласованные перемещения и характер их взаимодействия, в ходе консолидации суперконтинента Пангея, может быть описан как относительное вращение вокруг полюса Эйлера, располагающегося, в современных координатах, к юго-западу от архипелага Северная Земля **[1]**.

В настоящем сообщении представлены результаты анализа палеомагнитных данных по позднему докембрию – палеозою Сибири и Балтики, которые позволяют заключить, что уже с конца венда рассматриваемые кратоны могли являться фрагментами единой «прото-Евразийской» плиты, претерпевшей в ходе палеозойской эволюции два этапа реорганизации, отвечающих: 1) концу ордовика – началу силура и 2) перми, что в целом сопоставляется с глобальными тектоническими событиями – коллизией Лаврентии и Балтики и консолидацией Пангеи, соответственно. При этом оба этапа реорганизации плиты, то есть изменение положения Сибири относительно Балтики, определялись поворотом вокруг единого полюса Эйлера **[1]**.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты №11-05-00705, 12-05-00403, 13-05-12030) и Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017).

[1] *Шацилло А.В.* Взаимодействие Сибири и Балтики на финальном этапе амальгамации евразийской части Пангеи // Физика Земли. 2014 (в печати).

ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТОТИПИЧЕСКОМУ РАЗРЕЗУ ЛОПАТИНСКОЙ СВИТЫ ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО ПРОГИБА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ): К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ТЕРМИНАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ ДОКЕМБРИЯ РЕГИОНА

А.В. Шацилло, Н.Б. Кузнецов**, В.Э. Павлов**

*Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com
**Москва, Геологический институт РАН

Терригенные породы лопатинской свиты, распространенные в Тейско-Чапском прогибе (северо-восток Енисейского кряжа), представляют собой основание чингасанской серии – крупного седиментационного цикла, сформированного после тектонической перестройки (складчатости, метаморфизма, гранитоидного магматизма), связанной с неопротерозойскими коллизионными событиями на западе Сибири, осложнившей строение мезопротерозойских комплексов ее западной пассивной окраины. До последнего времени лопатинская свита сопоставлялась с верхним рифеем (нижним неопротерозоем). Это основывалось на корреляции с «датированными» разрезами Вороговского прогиба **[2]**, расположенного западнее, а также на хемостратиграфических данных по разрезам на р. Чапа **[3]**. В 2013 г. в разрезах чингасанской серии рек Чапа и Тея нами был собран богатый палеонтологический материал (ихнофоссилии, арумберияморфные отпечатки), который позволил ограничить возраст лопатинской свиты концом венда – началом кембрия (конец эдиакария – немакит-далдын) **[1]**, что, естественно, требует пересмотра существующих стратиграфических схем для неопротерозоя Енисейского кряжа. В настоящем сообщении представлена дополнительная палеомагнитная аргументация позднеэдиакарского возраста лопатинской свиты.

В полевой сезон 2013 г. из стратотипического разреза лопатинской свиты (левый берег р. Тея, N 60°20.298′ E 92°34.851′) нами была отобрана рекогносцировочная палеомагнитная коллекция. Породы изученного разреза представлены красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, с пачкой базальных конгломератов в основании, залегающих с размывом и угловым несогласием на метаморфизованных породах горбилокской свиты. Разрез представляет собой моноклиналь, падающую на СВ (30°) под углом ~20°. Мощность опробованной части разреза (от кровли конгломератов до окончания хорошо отпрепарированного берегового обнажения) составляет 40–45 м. В общей сложности по разрезу было отобрано 33 ориентированных образца с интервалом отбора от 0.5 до 2.5 м.

Лабораторная обработка коллекции была выполнена в IPGP (г. Париж), все образцы прошли детальную температурную чистку, замеры остаточной намагниченности проводились на SQUID-магнитометре, в помещении, экранированном от внешнего магнитного поля. Все изученные образцы характеризуются очень хорошим качеством палеомагнитной записи, конечная высокотемпературная компонента выделяется в интервале температур от 440–660 °С до точки Кюри гематита. Выделенная компонента биполярна (тест обращения γ/γ_c=5.0/4.5), тест складки (DC), несмотря на незначительные вариации элементов залегания, положительный. Рассчитанный палеомагнитный полюс (PLONG=44.4; PLAT= –21.0; A95=1.6) близок к венд-кембрийским полюсам Сибири «мадагаскарской» группы **[8, 9 и др.]**.

Породы изученного разреза обладают уникальным характером палеомагнитной записи – в опробованном стратиграфическом интервале зафиксировано 15 зон магнитной полярности, причем реальное количество инверсий (учитывая степень детальности отбора) может быть еще бóльшим. На это также указывает характер записи в отдельных образцах, где одновременно присутствуют компоненты двух полярностей, что свидетельствует в пользу того, что продолжительность некоторых магнитных зон сопоставима со временем диагенетических преобразований породы. Аномально высокая частота инверсий может быть использована как важный корреляционный маркер при оценке возраста пород лопатинской свиты. Именно такой характер палеомагнитной записи был выявлен в разрезах поздневендского котлинского горизонта Вос-

точно-Европейской платформы (разрезы Зимнего Берега, р. Золотица и скважины Верхотина Архангельской области) **[4, 6, 7]** и не известен ни в более древних, ни в более молодых породах неопротерозоя – раннего кембрия. В частности, в разрезе скважины Верхотина на 415 м мощности приходится 80(!) инверсий магнитного поля **[7]**. Вендские толщи Архангельской области имеют четкую возрастную привязку – в основании разреза Зимнего Берега по цирконам из прослоя вулканического пепла сделано U-Pb определение, составившее 555±3 млн лет **[5]**, близкий возраст получен по цирконам из пеплов разреза р. Золотица (550.2±4.6 млн лет **[4]**).

Таким образом, палеомагнитные данные, полученные по стратотипическому разрезу лопатинской свиты, в комплексе со сделанными ранее палеонтологическими находками **[1]** дают все основания ограничить возраст накопления пород этой свиты концом венда – началом кембрия (≤555–540 млн лет) и рассматривать по крайней мере ее нижнюю часть как стратиграфический аналог части разреза котлинского горизонта, а возможно и низов лонтоваского горизонта Восточно-Европейской платформы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-00403, 13-05-12030), Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017) и ГК-5Ф.

[1] *Кузнецов Н.Б., Шацилло 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.

[2] *Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е. и др.* Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1307–1320.

[3] *Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В.* Геохимия изотопов C, O, SR и хемостратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 197–221.

[4] *Iglesia-Llanos M.P., Tait J.A., Popov V., Abalmasova A.* Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: an alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic-Early Palaeozoic // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 240. P. 732–747.

[5] *Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A., Evans D.A.D., Fedonkin M.A., Kirschvink J.L.* Age of Neoproterozoic bilatarian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for metazoan evolution // Science. 2000. V. 288. P. 841– 845.

[6] *Popov V., Iosifidi A., Khramov A., Tait J., Bachtadse V.* Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107, № B11. 2315. doi:10.1029/2001JB001607.

[7] *Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V.* Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. V. 7, № 2. P. 115–143. doi:10.2205/2005ES000167.

[8] *Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E.* Paleomagnetism of Vendian rocks in the southwest of the Siberian Platform // Russian Journal of Earth Sciences. 2006. V. 7, № 3. ES3006. doi:10.2205/2005ES000192.

[9] *Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E.* Two competing paleomagnetic directions in the Late Vendian: New data for the SW region of the Siberian platform // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. V. 7, № 4. ES4002. doi:10.2205/2004ES000169.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕСТРУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

С.И. Шерман

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

Многолетние исследования геодинамической эволюции литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса сопровождались систематическими многолетними работами Института земной коры СО РАН по изучению процессов разломообразования в литосфере. По многим результатам координированных изысканий они сливаются в единый научный комплекс многогранного изучения континентальной литосферы Земли и позволяют существенно расширить выводы по закономерностям ее деструкции.

1. Длительное напряженное состояние верхней хрупкой части литосферы является главной причиной ее деформации, в большинстве случаев сопровождающейся разломообразованием. Деструкция литосферы – в настоящее время термин широкого пользования, отображающий разрушение, нарушение целостности литосферы. Геологическими объектами деструкции являются трещины и разломы различных иерархических уровней и возраста заложения, которые в процессе тектогенеза структурируются в системы и разноранговые (разнопорядковые) разломные и разломно-блоковые формирования. Их сложная во времени и пространстве интеграция в закономерные геологические структуры – системы разноранговых разломов или блоков – происходит прерывисто во времени и в течение длительных временных геологических периодов.

2. Развитие каждого единичного разрыва в литосфере Земли совершается эволюционно от мелких трещин к крупным, от них – к сегментам и целостной протяженной структуре. Классификация разрывов по возрасту заложения и размерам позволяет выявить их специфические временные и пространственные особенности: длинные разрывы более древние, образуют системы из двух, очень редко трех направлений, расстояния между разрывами в системах большие **[1–3]**, что в конечном итоге способствует формированию значительной по площади разломно-блоковой структуры литосферы. Ее формирование опережает интенсивное более позднее внутриблоковое раздробление среды. Крупнейшие блоки литосферы (континенты и крупные внутриконтинентальные блоки) закладывались первоначально в периоды становления и остывания вязкой литосферы как контуры ячеек Бенара. Их остаточные древние, скорее всего архейского заложения, граничные контуры к настоящему времени трансформированы в протяженные глубинные, или генеральные, разломы, ограничивающие континенты, литосферные плиты или внутриплитные блоки. В последующие этапы тектогенеза в границах уже заложенных блоков происходило дальнейшее «дробление» литосферы на более мелкие разноранговые блоковые структуры, подчиняясь в этом случае уже законам дробления твердого тела. Разломно-блоковая деструкция литосферы с постархейского или, возможно, постпротерозойского периода эволюционировала во «встречном» взаимодействии: сначала крупная блоковая делимость высшего масштабно-временного уровня, позже – второго, более низкого, уровня, когда делимость уже заложенных в структуре блоков определялась геодинамическими режимами и другими условиями формирования и дробления среды. Специфика деструкции литосферы Земли заключается в том, что системы ее разломно-блоковой делимости закладывались на разной генетической основе: первичная – по законам остывания низковязкого тела, вторичная и последующие – по законам дробления высоковязкого, «твердого», тела.

3. Современная деструкция литосферы характеризуется двумя взаимосвязанными уравнениями. Деструкция литосферы разноранговыми разломами в общем случае описывается уравнением: L=a / N^b (1) **[4]**, в котором L – длина разломов; N – их количество; a – коэффициент пропорциональности, зависящий от максимальных длин разломов, участвующих в выборке; b – устойчивый коэффициент пропорциональности, определяемый физическими свойствами горных пород, скоростью деформирования среды и равный ~0.4. В «скрытой» форме он отражает вязкость земной коры или литосферы в целом. Соотношение (1) позволяет сделать вывод,

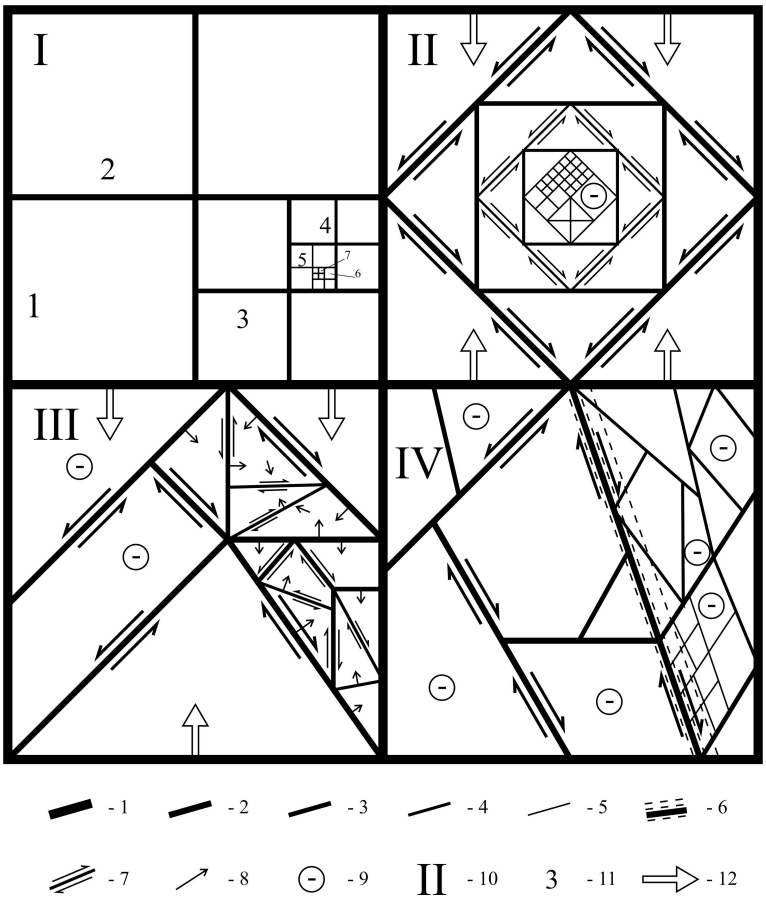


Рис. 1. Различные условия и формы разломно-блоковых структур в верхней хрупкой части литосферы. *1–5* – границы блоков первого, второго, третьего, четвертого и пятого ранга, соответственно; *6* – зона современной деструкции литосферы на границе блоков; *7* – сдвиговые смещения на межблоковых границах; *8* – вектор локальных сил; *9* – стабильные блоки; *10* – варианты развития разломно-блоковых структур в литосфере; *11* – ранги блоков; *12* – вектор внешних тектонических сил.

что при формировании сетки разломов, т.е. при мега- и макроразрушении горных пород в естественных условиях, независимо от степени тектонической активизации проявляются некоторые общие закономерности дробления твердых тел.

Формирующаяся во времени сетка разломов предопределяет блоковую структуру литосферы, для которой устанавливается зависимость поперечных размеров блоков $L_{бл} = \sqrt{S}$ (где S – площадь блока **[5]**) от их количества $N_{бл}$ в границах определенных площадей, которая описывается общим уравнением: $L_{бл} = A / N_{бл}^{c}$, (2) при относительно постоянном $c \approx 0.22–0.35$ и вариациях свободного члена A, зависящих от изменения масштабов выборки и указывающих на дискретность распределения средних размеров блоков литосферы **[6, 7]** при разных геодинамических режимах. Можно считать, что уравнение (2) является математической закономерностью деструкции хрупкой части литосферы при действии региональных и трансрегиональных напряжений. Вариации коэффициента A сглаживают и отражают разные ранги (масштабы) участвующих в выборке линейных параметров, а c отражает обобщенные физические свойства литосферы, главными из которых можно считать ее прочность, в том числе реологические характеристики, и горизонтальную расслоенность. Статистическое распределение совокупностей блоков или разломов по размерам закономерно и предсказуемо, они образуют изменяющиеся иерархические ряды с некоторыми модами преимущественных размеров (рис. 1).

4. Известные геолого-структурные параметры разломно-блоковой среды литосферы, последовательности образования разноранговых структур, выявляемые при картировании и при

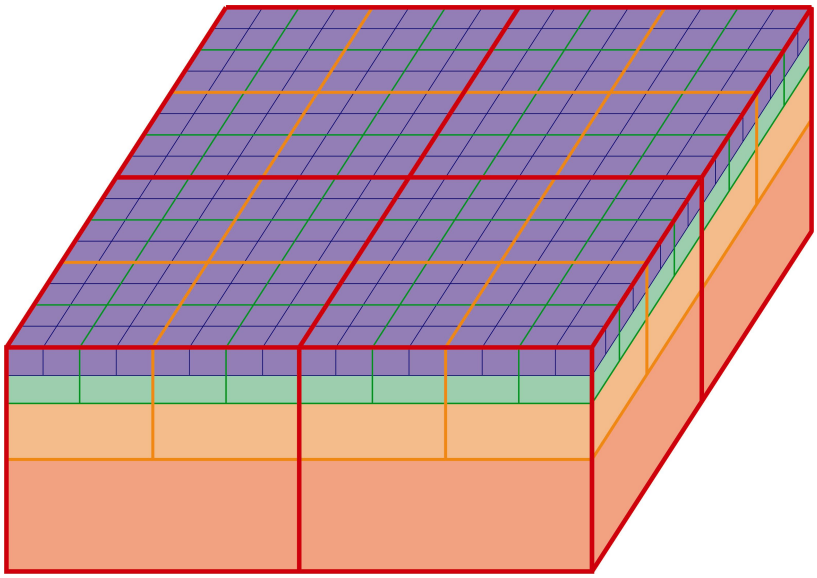


Рис. 2. Пример четырехуровневой вертикальной зональности интенсивности разломно-блоковой деструкции литосферы.

экспериментальных лабораторных опытах **[8]**, уменьшение количества разрывов с увеличением их длины, изменение реологических свойств среды литосферы с глубиной (увеличение пластичности) в сочетании с известной тесной связью длин разломов с глубиной их проникновения **[1, 9]** дают основание рассматривать деструкцию литосферы как многоуровневый по масштабам и времени развития процесс (рис. 2).

Свойства литосферы как мегамасштабной структуры не могут сводиться к свойствам аналогичного геоматериала в региональных и локальных масштабах. Разломно-блоковая структура литосферы представляет собой мультисложную во времени и пространстве многоуровневую масштабно-временную дискретную структуру, эволюционная деструкция которой на современном этапе развития охватывает преимущественно верхний уровень – разломы и блоки трансрегионального, регионального и более детальных масштабов. Именно для них характерна закономерная деструкция, описываемая аналитическими уравнениями. Первичное напряженное состояние литосферы, ее горизонтальная расслоенность с различными физическими свойствами границ разделов и толщин разграничиваемых слоев приводят к ранговой разломно-блоковой делимости хрупкой части литосферы от крупных блоков к мелким. В итоге в литосфере не только формируется ранговая разломно-блоковая делимость, но и ее разная интенсивность и «кусковатость» в зависимости от количества вариаций напряжений во времени и ситуаций ограниченности, «блокированности» подвижек конкретных блоков при очередных тектонических активизациях. Затухание интенсивности деструкции литосферы с глубиной корреспондирует с уменьшением количества очагов землетрясений, толщиной упругой части земной коры, типами напряженного состояния литосферы **[4, 10]**, увеличением ее добротности и других параметров, характеризующих усиление прочностных свойств верхней части литосферы с глубиной **[11]**. Тектонофизические закономерности изменения интенсивности деструкции по вертикальному разрезу литосферы нуждаются в дальнейших исследованиях.

Исследования поддержаны программами Президиума РАН (проект № 4.1) и ОНЗ РАН (проект 7.7).

[1] *Карта разломов территории СССР и сопредельных стран*. Масштаб 1:2500000 / Гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Мин. геологии СССР, ВНИИГеофизика, 1980.

[2] *Суворов А.И.* Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977а. 135 с.

[3] *Суворов А.И.* Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977б. 143 с.

[4] *Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
[5] *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
[6] *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В.* Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 41–53.
[7] *Шерман С.И.* Развитие представлений М.В. Гзовского в современных тектонофизических исследованиях разломообразования и сейсмичности в литосфере // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 49–59.
[8] *Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 244 с.
[9] *Саньков В.А.* Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1989. 136 с.
[10] *Artemieva I.M.* The lithosphere. Cambridge, UK: Cambridge University press, 2011. 773 p.
[11] *Жарков В.Н.* Физика земных недр. М.: Наука и образование, 2012. 384 с.

ИСТОЧНИКИ СНОСА И ВОЗРАСТНОЙ ДИАПАЗОН НАКОПЛЕНИЯ ДЛЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХАМАРДАБАНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА

С.И. Школьник, А.М. Станевич, Л.З. Резницкий, В.Б. Савельева

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

Северо-восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) представляет собой сложную тектоническую структуру, возникшую в результате аккреции различных по геодинамической природе террейнов. Значительную часть Байкал-Хубсугульского сегмента ЦАСП занимает Хамардабанский композитный террейн **[1]**, граничащий с Икатским, Тункинским и Джидинским террейнами, Тувино-Монгольским массивом и краевым выступом фундамента Сибирской платформы. Близость литотипов пород и полифациальный метаморфизм не всегда позволяют однозначно проводить границы с прилегающими террейнами. Особенно проблематична граница с Джидинским террейном.

Слоистые толщи террейна группируются в три серии, разделенные общими (структурными и стратиграфическими) несогласиями (снизу): слюдянскую (култукская и перевальная свиты), хангарульскую (харагольская и безымянская свиты) и хамардабанскую (корниловская и шубутуйская свиты). Заметим, что если дискордантный характер границы слюдянской и хангарульской серий был достоверно установлен **[2]**, то для хангарульской и хамардабанской серий несогласие только предполагалось. Завершающие строение разреза Хамардабанского террейна, существенно терригенные породы хамардабанской серии вместе с верхней частью хангарульской серии – безымянской свитой – рассматривались как типично флишоидные отложения. Возраст зонального метаморфизма, охватившего оба субтеррейна или все три серии, был установлен по времени кристаллизации син- и постметаморфических гранитов как раннеордовикский и определяет верхнюю временную границу накопления толщи **[3]**. Но в целом вопрос о времени седиментогенеза (возрасте протолита) оставался открытым. В последние годы проведено исследование U-Pb и Lu-Hf изотопного состава цирконов из метатерригенных пород слюдянской серии **[4]**. По конкордантным и субконкордантным значениям U-Pb возраста (с учетом ошибки ±2 σ) наиболее молодых из детритовых цирконов возраст протолита слюдянской серии не может быть древнее 710–670 млн лет. Нами проведены аналогичные исследования завершающей толщи террейна хамардабанской серии, для чего были опробованы отложения корниловской свиты в бассейне р. Спусковая и шубутуйской – в верхнем течении р. Утулик. На изученном участке разреза породы корниловской свиты представлены в большей мере гранат-биотитовыми и гранат-двуслюдяными сланцами, в составе шубутуйской свиты 60–65 % занимают хлоритово-биотитовые и биотитовые сланцы с реликтами псаммитовой структуры. Разрез шубутуйской свиты резко отличается от корниловской общим преобладанием метапсаммитов, значительным объемом слюдисто-карбонатных сланцев, мраморов **[5]** и геохимическим составом пород **[6]**.

Реконструируемые по составу протолита как глинистые, при подчиненной роли псаммитов породы корниловской свиты, отвечающие осадкам «first cycle», формировались за счет эрозии в большей степени магматических пород кислого (граниты, тоналиты) и среднего состава, при варьирующейся незначительной роли основных. Геохимическими маркерами являются пониженные La/Th, Cr/Th, высокие Th/Co и величина Eu/Eu*, значение которого возрастает в породах, где в источнике сноса преобладают породы тоналитового или основного состава. Состав метатерригенных пород шубутуйской свиты может интерпретироваться как смесь, с одной стороны, алюмо-силикокластических пород, в качестве которых могли выступать древние гранитоидные или кислые метаморфические образования (высокие $(La/Yb)_n$ и Th/U отношения, выраженная Eu аномалия). С другой стороны, значительную роль в их составе играли продукты разрушения основных пород (высокие La/Th, Cr/V отношения и содержания MgO и низкие K_2O/Na_2O, SiO_2/Al_2O_3).

Для изотопных исследований по корниловской свите отобраны цирконы из гранат-биотитового сланца. Цирконы характеризуются небольшим размером (до 100 мкм) и представлены призматическими прозрачными или полупрозрачными разной степени окатанности зернами. U-Pb датирование методом LA-ICP-MS проводилось в корпорации «Apatite to Zircon, Inc» (Айдахо, США). По 69 из 85 (82 %) зерен циркона были получены конкордантные значения на уровне ±10 %, которые использовались при построении гистограмм и диаграмм плотностей вероятности распределения возрастов. Конкордантные возрасты изученных цирконов находятся в интервалах 716±19 – 850±13 (46 зерен) и 2419±30 – 2690±32 (18 зерен) млн лет, с пиками 0.77 и 2.60 млрд лет. Кроме того, по единичным зернам получены возрасты 956±15, 1972±37 и 2770±34. По единственному зерну получено значение – 632±13 млн лет, но нижним временным пределом накопления корниловской свиты надежнее считать значение 716±19 млн лет, с которого начинается серия детритовых цирконов.

Из разреза шубутуйской свиты был отобран образец биотит-кварц-плагиоклазового сланца. Из 108 проанализированных зерен цирконов 79 (73 %) показали конкордантные значения возраста. Большая часть отобранных цирконов (60–100 мкм) представлена коротко- и длиннопризматическими сероватыми и серовато-сиреневыми прозрачными и полупрозрачными кристаллами. Диапазон конкордантных возрастов цирконов из сланцев шубутуйской свиты шире, чем из корниловской. Большая часть попадает в интервалы 612±11 – 639±12, пик 0.62 (9 зерен), 691±15 – 854±14, пик 0.79 (36 зерен), 1821±42 – 1974±44, пик 1.92 (15 зерен) и 2215±41 – 2336±37, пик 2.31 (10 зерен); по единичным зернам – 1760–1790, 2040–2190, 965±15, 2409±45, 2505±34 и 2654±38 млн лет.

Сравнение полученных изотопных данных по детритовым цирконам из сланцев корниловской и шубутуйской свит показало резкое преобладание в породах обеих толщ возрастного интервала 0.70–0.85 млрд лет. Магматические породы данного возрастного диапазона известны в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы, а детритовые цирконы этого интервала типичны для большинства неопротерозойских и нижнепалеозойских осадочных толщ из террейнов ЦАСП. Перекрытия по остальным возрастным интервалам отсутствуют. Фиксируемые только в породах корниловской свиты $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрасты от 2420 до 2690 млн лет с пиком на 2.60 млрд лет соответствуют магматическим и метаморфическим событиям в пределах Сибирской платформы и древних континентальных блоков. Возрастные интервалы от 0.61 до 0.64, от 1.8 до 2.1 и от 2.2 до 2.3 млрд лет встречены только в сланцах шубутуйской свиты. Цирконам наиболее «молодого» временного диапазона отвечают возрасты неопротерозойских офиолитовых зон, в частности Баянхонгорской и предположительно коррелируемой с ней Джидинской **[7 и др.]**, а также известные в пределах Байкало-Муйского пояса. Исходя из химического состава изучаемых пород свиты (высокие концентрации Cr, Ni, MgO), можно предположить, что основным источником поставки материала для них являлись породы офиолитовой ассоциации. Цирконам возрастного диапазона 1.8–2.1 млрд лет соответствуют палеопротерозойские граниты и метаморфические породы фундамента южной части Сибирского кратона **[7 и др.]**. Цирконам возрастного интервала от 2.21 до 2.33 млн лет временных соответствий в пределах ЦАСП и фундамента платформы практически не встречается. Таким образом, сравнение возрастных спектров детритовых цирконов из метатерригенных пород корниловской и шубутуйской свит показывает несоответствие в нижних временных границах накопления толщ и резкое различие в областях и составе источников сноса. Более того, геохимическая специфика пород позволяет считать, что отложение пород корниловской свиты происходило в окраинно-континентальной обстановке, тогда как формирование отложений шубутуйской свиты ближе всего отвечает островодужным океаническим условиям.

Сопоставляя результаты с ранее полученными для Хамардабанского террейна данными **[4]**, можно отметить определенное сходство возрастных спектров детритовых цирконов корниловской свиты со слюдянской серией, в частности совпадение нижних возрастных границ. По составу пород и обстановке накопления протолитов (континентальная окраина) корниловская свита практически идентична безымянской, от которой, как отмечалось, часто не отделяется на картах. Шубутуйская свита как бы выпадает из общей схемы формирования террейна: последовательная смена островодужной обстановки (слюдянская серия) активной континентальной (харагольская свита) и пассивной континентальной окраинами (флишоидные толщи безымянской и корниловской свит) **[8 и др.]**. Граница с шубутуйской свитой отвечает резкой смене об-

ласти сноса и обстановки осадконакопления – возврату к островодужной, что маловероятно в пределах одного бассейна и позволяет предполагать тектоническую границу (дометаморфический надвиг). В связи с этим можно обратиться к остающейся дискуссионной проблеме соотношения (границ) композитного Хамардабанского и островодужного Джидинского террейнов. В классических схемах некоторых авторов **[5]** толщи последнего завершаются зунмуринской свитой, часто параллелизуемой с шубутуйской, которые, возможно, являются одной свитой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-45-04019) и партнерского проекта фундаментальных исследований СО РАН № 68.

[1] *Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О.* Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 29–41.

[2] *Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н.* Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 196 с.

[3] *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г.* О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1997. Т. 5. С. 227–239.

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

[5] *Шафеев А.А.* Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 179 с.

[6] *Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199 с.

[7] *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M.* Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2011. V. 19, № 3. P. 751–763.

[8] *Резницкий Л.З., Школьник С.И., Левицкий В.И.* Геохимия известково-силикатных пород харагольской свиты (Южное Прибайкалье) // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 2. С. 1–14.

СОХРАННОСТЬ РАДИОГЕННОГО АРГОНА В СТРУКТУРЕ ФЛОГОПИТА В УСЛОВИЯХ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ

Д.С. Юдин, С.А. Новикова, А.В. Травин, Е.И. Жимулев, Н.С. Тычков, Н.Г. Мурзинцев, Т.Н. Мороз

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

Получаемый при $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследовании возраст (от 697 млн лет до 2.6 млрд лет) флогопитов из глубинных ксенолитов (от 2 до 4.3 ГПа) кимберлитовых трубок **[1]** значительно древнее времени внедрения этих трубок (360–382 млн лет) **[2–4]**. Предлагаемый в настоящей работе подход нацелен на исследование подвижности изотопов аргона в слюдах, находящихся в условиях высоких температур и давлений. Авторы предполагают, что полученные данные позволят лучше понять, что происходит с K/Ar изотопной системой минералов в условиях больших глубин (нижняя кора, мантия), в том числе при транспортировке ксенолитов в кимберлитовом расплаве.

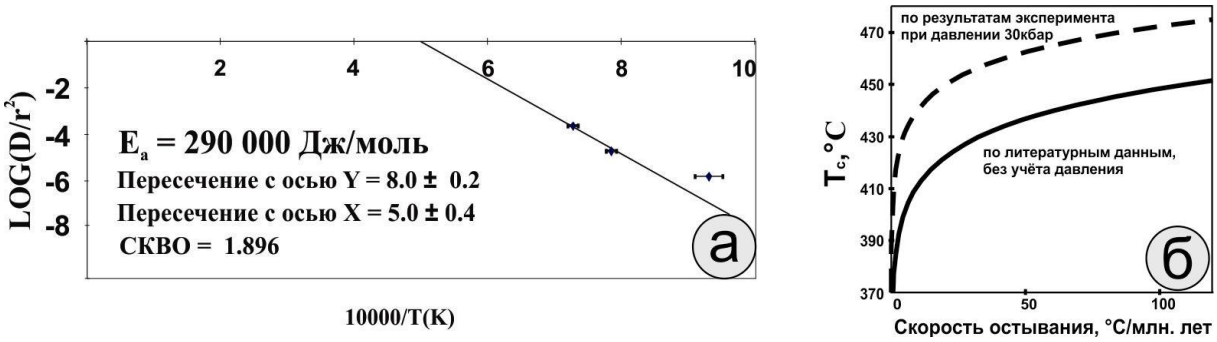
Для оценки степени влияния давления на механизм диффузии аргона в структуре флогопита нами проведены лабораторные эксперименты с использованием многопуансонных аппаратов высокого давления типа «разрезная сфера» (БАРС-300). В экспериментах в качестве исходного материала использовался флогопит из жилы, секущей метаморфические породы Слюдянки в карьере рудника № 2. В псевдогексагональном кристалле флогопита (106 мм × 94 мм), взятом для экспериментов, включения других минералов не обнаружены. Исходный флогопит (Mg#~92) однороден по химическому составу и содержит (в мас. %) TiO_2~1.2, F~2.5, BaO~1.0, Na_2O~0.3 и до 0.1 CaO, Cr_2O_3 и Rb_2O. Для экспериментов были выпилены пластинки размером 3×7 мм из средней ростовой зоны кристалла флогопита.

Было проведено восемь лабораторных экспериментов: без нагрева, 30 кбар (образец 4-28-12); 700 ºС, 30 кбар, 20 минут (образец 4-26-12); 800 ºС, 30 кбар, 10 минут (образец 4-36-12); 800 ºС, 30 кбар, 20 минут (образец 4-30-12); 800 ºС, 30 кбар, 30 минут (образец 4-37-12); 900 ºС, 30 кбар, 20 минут (образец 4-31-12); 1000 ºС, 30 кбар, 20 минут (образец 4-33-12); 1100 ºС, 30 кбар, 20 минут (образец 4-35-12).

После всех экспериментов произошло механическое разрушение пластинок флогопита по полосам излома (кинк-бендам) на чешуйки размером 0.5–3.0 мм (в среднем 1.5 мм). Согласно результатам SEM-наблюдений, в этих чешуйках отсутствуют следы перекристаллизации, а также плавления и твердофазовых превращений флогопита. Их химический состав идентичен составу исходного флогопита; в частности, значимых различий в суммах компонентов микрозондовых анализов не зафиксировано.

Дифрактограммы флогопитов, подвергнутых давлению и прогретых при различных температурах, аналогичны дифрактограммам исходного флогопита (межплоскостные расстояния основных базальных отражений: d_{001} = 10.050 Å, d_{002} = 5.027 Å, d_{003} = 3.353 Å, d_{004} = 2.516 Å, d_{005} = 2.013 Å; PDF-карточка 10-492). ИК-спектроскопия в совокупности с результатами SEM-наблюдений и микрозондовых анализов позволяет заключить, что дегидроксилация флогопита в температурном интервале 700–900 °С была незначительной. При температурах прогрева T=1000–1100 °С реакции дегидроксилации протекали более интенсивно, о чем свидетельствует характер ИК-спектров преобразованных флогопитов – происходит снижение интенсивности W-, I- и N-полос и увеличение интенсивности полосы V, соответствующей иону гидроксила, координированного группировками, в состав которых входят вакансии.

Значение энергии активации, полученное по углу наклона Аррениусовской диаграммы, построенной на основе экспериментальных данных, соответствует расчетному значению для объемной термически активируемой диффузии (~290 кДж/моль). Из полученных экспериментальных данных эффективная температура закрытия для флогопита при возрастании давления до 30 кбар возрастает примерно на 25 °С, что не объясняет сохранность аргона в структуре флогопита при высоких температурах на глубине при температурах выше 1000 °С.



***а* – диаграмма Аррениуса, полученная по трем экспериментальным точкам (800 °С, 30 кбар; 1000 °С, 30 кбар; 1100 °С, 30 кбар); *б* – зависимость температуры закрытия $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопной системы флогопита от скорости остывания (экспериментальные и литературные данные).**

Проблема сохранности аргона в структуре флогопитов в глубинных условиях при температурах, существенно превышающих температуру закрытия $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопной системы во флогопите **[5, 6]**, рассмотрена в работе К. Фоланда **[7]**. Известно, что Ar в слюдах имеет более высокую растворимость относительно других мантийных минералов **[7–9]**. Как следствие, при отсутствии других «стоков» аргон будет предпочтительнее входить в структуру флогопита, нежели в более плотную кристаллическую решетку оливина, граната, пироксенов. Ситуация может быть рассмотрена с точки зрения модели, предложенной Б. Бакстером **[10]**. Внутри зерна подвижность аргона описывается законом объемной диффузии. Обмен радиогенного аргона между флогопитом и внешней средой происходит через межзерновое пространство, характеризующееся относительно большой подвижностью аргона и ограниченной вместимостью. Миграция аргона происходит до ближайших потенциальных «стоков». В мантийных условиях, с учетом сказанного ранее, такими «стоками» являются только соседние зерна флогопита. В этой ситуации происходит эффективное накопление радиогенного аргона в зернах флогопита, что обеспечивает возможность $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования мантийных событий. Разрушение породы и попадание мантийного ксенолита в расплав приводят к миграции аргона через межзерновое пространство за пределы ксенолита. Поскольку скорость миграции аргона через межзерновое пространство высока, на периферии индивидов флогопита происходит частичная потеря аргона, что подтверждается результатами $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследований (форма $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастных спектров флогопитов из ксенолитов свидетельствует о частичной потере радиогенного аргона **[1]**).

Вышесказанное подтверждается численным моделированием **[11]**. Если подвижность аргона во флогопите при высоких давлениях происходит по механизму объемной термически активируемой диффузии (это подтверждают данные проведенного эксперимента), а размер диффузионного домена очень велик (поскольку аргон перемещается между зернами по межзерновому пространству и не выходит за пределы сети флогопитов), допустим 1 км, то сеть флогопитов, связанных межзерновым пространством, на глубине при температурах порядка 1000 °С будет накапливать весь радиогенный аргон, до разрушения глубинной породы и попадания отдельных кусков (ксенолитов) в кимберлитовый расплав.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00712, 14-05-31520) и гранта Президента России МК-3240.2014.5.

[1] *Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Юдин Д.С.* $^{40}Ar/^{39}Ar$-датирование флогопита из мантийных ксенолитов: свидетельства древнего глубинного метасоматоза литосферы Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 449, № 1. С. 76–79.

[2] *Пирсон Д.Г., Келли С.П., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р.* Определение возрастов флогопитов из южноафриканских и сибирских кимберлитов и их ксенолитов лазерным $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом: моделирование возраста извержения, дегазации расплава и состава мантийных флюидов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 100–111.

[3] *Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус 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.

[4] *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 $^{40}Ar/^{39}Ar$ данные // ДАН. 2014. Т. 455, № 1. С. 91–93.

[5] *Dodson M.H.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. V. 40. P. 259–274.

[6] *Giletti B*. Studies in diffusion. 1: Ar in phlogopite mica // Geochemical Transport and Kinetics / Eds.: A. Hofmann, B.J. Gilleti, H.S. Yoder Jr., R.A. Yund. Carnegie Institute of Washington Publ., 1974. P. 107–115.

[7] *Foland K.A.* Limited mobility of argon in a metamorphic terrain // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1979. V. 43. P. 793–801.

[8] *Roddick J.C., Cliff R.A., Rex D.C.* The evolution of excess argon in Alpine biotites. A $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis // Earth and Planetary Science Letters. 1980. V. 48. P. 185–208.

[9] *Dahl P.S.* The crystal-chemical basis for Ar retention in micas: Inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123. P. 22–39.

[10] *Baxter E.F.* Quantification of the factors controlling the presence of excess ^{40}Ar or ^{4}He // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 216. P. 619–634.

[11] *Wheeler J.* Diffarg: a program for simulating argon diffusion profiles in minerals // Computers & Geosciences. 1996. V. 22, № 8. P. 919–929.

СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ БАТОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ХАНГАЙСКОГО БАТОЛИТА)

В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский

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

Хангайский батолит является крупнейшим (>150 тыс. км^2) скоплением гранитных плутонов, возникших в Центральной Азии в поздней перми – раннем триасе в интервале времени между 270 и 240 млн лет назад. Он характеризуется исключительно большими объемами, превышающими по геофизическим данным 1.5 млн км^3. Батолит в основном сложен гранитами нормального ряда щелочности, меньше распространены субщелочные граниты и еще более ограниченно – щелочные граниты.

Батолит является составной частью более крупной Хангайской зонально построенной магматической области, включающей также рифтовые зоны, которые обрамляют батолит с севера и юга. Состав рифтогенных магматических ассоциаций определяют бимодальные базальт-трахит-комендитовые (пантеллеритовые) или существенно базальтовые (щелочно-базальтоидные) вулканические ассоциации, среди интрузивных пород преобладают щелочные сиениты и граниты, граносиениты и лейкограниты.

Геохимические характеристики гранитоидов Хангайского батолита имеют большое сходство с составом вмещающей его континентальной коры. Соответствующие связи устанавливаются также и на основе Nd изотопных данных, согласно которым составы гранитов в значительной степени заимствуют коровую составляющую.

В отличие от пород батолита, магматические комплексы рифтовых зон, и прежде всего их наименее контаминированные и наименее дифференцированные разновидности – высоко-Ti базальты, сближаются с базальтами OIB типа. По своим изотопным и геохимическим параметрам они практически не имеют пересечений с составами коры. Высоко-Ti базальты в виде даек и синплутонических интрузий распространены также среди гранитоидов батолита, что указывает на присутствие мантийного источника под всей магматической областью.

Несмотря на различия в составе наиболее типичных представителей магматических ассоциаций зонального магматического ареала, между породами батолита и его обрамления отмечается широкий спектр переходных разновидностей, свидетельствующий о разномасштабном взаимодействии мантийных и коровых источников при формировании магматической области. Предложена модель, связывающая особенности геологического строения магматической области и составы магматических ассоциаций ее различных зон с воздействием мантийного плюма на литосферу складчатой области. Предполагается, что мантийные расплавы, внедрившиеся в основание коры, не только стали источником тепла, вызвавшего плавление, но и взаимодействовали с анатектическими магмами, определив варьирующиеся геохимические и изотопные характеристики гранитоидов. В краевых участках магматической области, определяемых зонами развития транслитосферных расколов, которые фиксируются сутурами и распространением каледонских офиолитов, активность мантийного плюма вызвала процессы рифтогенеза, которые сопровождались развитием бимодальных и щелочно-гранитных комплексов.

Образование гигантских батолитов стало особенностью развития активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента в позднем палеозое и раннем мезозое **[3]**. Здесь в сравнительно коротком возрастном интервале между 300 и 190 млн лет помимо Хангайского возникли еще Ангаро-Витимский и Хентейский батолиты. Все эти батолиты обладают общими особенностями. Они сложены гранитоидами широкого диапазона составов от тоналитов и плагиогранитов до граносиенитов и редкометалльных гранитов. Их исключительной особенностью является связь с процессами рифтогенеза, формирующими зоны рифтогенного магматизма преимущественно по обрамлению батолитов.

Предполагается, что столь масштабное и столь специфичное батолитообразование последовало за перекрытием активной континентальной окраиной позднепалеозойского Сибирского континента ряда горячих точек Палеоазиатского океана **[6]**. Результатом стало образование крупнейшей анорогенной магматической провинции, включавшей, помимо батолитов, траповые области Тарима и Джунгарии и Центрально-Азиатскую рифтовую систему. Батолиты являются элементами структуры последней и участвуют в строении зональных магматических ареалов **[4]**. Предполагается, что при перекрытии континентом мантийных плюмов последние воздействовали на литосферу и служили источником для пород щелочно-базитовых и щелочно-салических ассоциаций в различных участках краевой части континента. В условиях стрессовых состояний, определяющих режим формирования активных окраин, мантийные расплавы не поднимались выше низов коры. Их тепловое воздействие на породы коры вызывало анатексис и, в конечном итоге, определяло образование батолитов.

Альтернативные представления, активно развивающиеся в последнее время **[5, 2]**, связывают образование батолитов и зон рифтогенеза по их обрамлению с процессами закрытия Хангай-Хентейского фрагмента Монголо-Охотского океана и формирования по его краям магматических поясов окраинно-континентального типа. Эта привлекательная идея имеет ряд важных и в то же время спорных допущений. Так, Хангайская часть Монголо-Охотии завершила свое развитие к позднему карбону и не могла влиять на формирование позднепермского Хангайского батолита. Об этом свидетельствуют не только геологические, но и палеомагнитные данные, в соответствии с которыми палеошироты пермских толщ Центральной и Южной Монголии статистически не отличались от палеоширот Сибирского кратона **[1]**. Для решения вопроса о природе зонального распределения рифтовых зон в обрамлении Хентейского батолита было выдвинуто предположение об изгибе зонально построенного окраинного магматического пояса вплоть до смыкания его ветвей **[5]**. Это должно было обеспечить облекающее осесимметричное распределение разных типов магматизма, в том числе рифтогенного, относительно новоявленной сутуры или совпадающего с ней батолита. Но этой модели противоречат постоянные В-СВ простирания рифтовых зон в обрамлении последнего.

За минувшее десятилетие получен большой объем новой информации о времени проявления внутриплитной активности в регионе. Она проявлялась начиная с ранней перми, когда в интервале 300–280 млн лет назад сформировались кимберлиты, траппы и другие производные внутриплитной активности в пределах Тарима и его обрамления, а также комплексы щелочных пород Баргузинской внутриплитной области, включая гранитоиды Ангаро-Витимского батолита. Эти две внутриплитные провинции отстоят друг от друга более чем на 2000 км. Однако их объединяет протянувшаяся между ними система раннепермских рифтогенных структур. Эта рифтогенная система включает Гоби-Тяньшаньскую (возраст 295–283 млн лет) и Гоби-Алтайскую (возраст 290–283 млн лет) рифтовые зоны, а также субмеридионально ориентированный пояс щелочных гранитов (возраст 300–280 млн лет), протянувшийся от Гобийского Алтая в сторону хр. Хан-Хухей и далее к хребтам Восточного Саяна и Сыннырской рифтовой зоны Баргузинской провинции. Этой рифтовой системе отвечает и Северо-Монгольская рифтовая зона, которая возникла позднее (возраст 270–249 млн лет) и которая совместно с Гоби-Алтайской рифтовой зоной образует рифтовое обрамление Хангайского батолита. Ее образование было связано с тем же мантийным источником, который контролировал масштабное плавление коры и батолитообразование в регионе.

Таким образом, имеющиеся факты указывают на важную роль внутриплитных процессов в формировании южного края Сибирского палеоконтинента в перми и триасе. В то же время несомненно и то, что в развитии края континента огромную роль играли процессы межплитного взаимодействия, в том числе связанные с развитием Монголо-Охотского океана. Взаимосвязь внутриплитных и межплитных процессов так же достаточно очевидна, о чем в первую очередь свидетельствует конформность структур Монголо-Охотского пояса и позднепалеозойской-раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии. Многие параметры этих процессов, как в отдельности, так и во взаимодействии, остаются непонятными; в частности, до сих пор не ясен механизм, по которому происходило закрытие Монголо-Охотского бассейна. Простая модель коллизии его бортов наподобие закрытия ножниц сталкивается с крупными противоречиями, прежде всего, при объяснении последовательного формирования его границ отдельными звеньями с большими возрастными перерывами, в том числе при закрытии Хангай-

Хентейской системы прогибов. Но, как показывают проходящие дискуссии, соответствующая ясность необходима для понимания природы гигантских батолитов в Центральной Азии.

[1] *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских геологических комплексов Монголии // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 4. С. 496–515.

[2] *Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П.* Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 615–628.

[3] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1260–1274.

[4] *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М.* Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 115–142.

[5] *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.

[6] *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29–59.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агатова А.Р. 12
Агеев А.О. 206, 208
Алексеев А.С. 165
Анисимова С.А. 161
Анникова И.Ю. 15
Аржанников С.Г. 19, 21
Аржанникова А.В. 19, 21
Артемова Е.В. 143
Бабич В.В. 74
Бадмацыренова Р.А. 24
Баженов М.Л. 315
Базарова Е.П. 251
Баклан М.А. 50
Бараш И.Г. 241
Башкеев А.С. 325
Баянова Т.Б. 80, 111
Баяраа Г. 119
Белоусова Е.А. 165
Бережная Н.Г. 311
Богомолов Е.С. 111
Бондарев А.В. 161
Борисенко А.С. 74
Боровиков А.А. 74
Бронникова М.А. 12
Будаев Р.Ц. 26, 29
Булдыгеров В.В. 31
Бурмакина Г.Н. 34
Буслов М.М. 37, 174
Бучко И.В. 281
Буянтуев В.А. 19
Ван К.-Л. 42, 241
Ванг Т. 106
Ванин В.А. 40
Варламов Д.А. 177
Васильев Ю.Р. 148
Вассалло Р. 21
Вахромеев А.Г. 291
Великославинский С.Д. 42, 151
Верниковская А.Е. 44
Верниковский В.А. 44
Вишневская И.А. 197
Вишняков К.А. 206, 208
Владимиров А.Г. 15, 47
Владимирова Т.А. 114
Владыкин Н.В. 151
Водовозов В.Ю. 50
Волкова Н.И. 53
Воронин В.И. 19
Воронцов А.А. 57, 140, 225
Врублевский В.В. 59, 62, 65, 68, 219
Гаврюшкина О.А. 71
Газизова Т.Ф. 57
Гаськов И.В. 74
Герасимов Н.С. 114
Гертнер И.Ф. 59, 68
Гилева Н.А. 264
Гладкочуб Д.П. 40, 77, 106, 151, 183, 199, 216, 317
Голованова И.В. 315
Гордиенко И.В. 24, 80
Горнова М.А. 83
Гороховский Д.В. 24, 80
Гошко Е.Ю. 85
Гриненко В.С. 88, 210
Гусев А.И. 91
Гусев Н.И. 91, 93, 213
Давыденко Ю.А. 236, 302, 305, 325, 328
Данилова Ю.В. 251
Данукалов К.Н. 315
Данукалова М.К. 96
Дегтярев К.Е. 97, 308
Демонтерова Е.И. 19, 122
Демьянович В.М. 132
Диденко А.Н. 100
Дмитриева Н.В. 222
Добрецов Н.Л. 103
Добрынина А.А. 104
Донская Т.В. 77, 106, 151, 183, 199, 216, 317
Доронина Н.А. 109, 111
Дриль С.И. 114
Дугарова Н.А. 117
Дэмбэрэл С. 119
Елбаев А.Л. 24, 80
Ефимов А.С. 85
Жимулев Е.И. 340
Жоливе М. 19
Зверев А.Р. 50
Зенг Лингсен 199
Зиновьев С.В. 297
Ибрагимов Ш.З. 143
Иванов А.В. 19, 122, 199, 251
Изох А.Э. 59, 125
Изука Й. 241
Ильина Н.Н. 114
Имаев В.С. 127
Имаева Л.П. 127
Кадильников П.И. 44
Казанский А.Ю. 130
Каменецкий В.С. 251
Каримов А.А. 83
Киселев А.И. 143
Киселева В.Ю. 244
Ключевская А.А. 132
Ключевский А.В. 119, 132
Кобелев М.М. 134
Кобелева Е.А. 134
Ковач В.П. 42, 241
Кожевников В.М. 262
Козловский А.М. 137, 158, 248, 343
Козьмин Б.М. 127
Коллинз В.Дж. 230, 233
Коломиец В.Л. 26, 29
Комарицына Т.Ю. 140
Константинов И.К. 143
Константинов К.М. 143
Корнилова В.П. 143
Корнилова Т.А. 291
Костровицкий С.И. 146
Котельников А.Д. 62
Котляров А.В. 148, 267
Котов А.Б. 42, 151, 183, 270, 274, 308
Кочнев Б.Б. 153
Кравчинский В.А. 143
Крук Н.Н. 71, 155
Крупенин М.Т. 315
Кудряшов Н.М. 281, 283
Кудряшова Е.А. 158
Кузнецов Н.Б. 161, 165, 315, 331
Кузьмина Е.А. 169
Кузьмичев А.Б. 96, 172
Куйбида М.Л. 155
Куликова К.В. 174, 177
Купцова А.В. 230
Кущ Л.В. 180
Лавренчук А.В. 183
Лаврушина Е.В. 185, 194
Ларин А.М. 42, 151

Левашова Н.М. 315
Левицкий В.И. 188
Левский Л.К. 109
Леонов М.Г. 191, 194
Летникова Е.Ф. 197
Лиханов И.И. 222
Лыхин Д.А. 65, 137, 219
Ляррок К. 21
Мазукабзов А.М. 77, 106, 183, 199, 216, 291, 317
Маккей К.Г. 127
Макрыгина В.А. 180
Маслов А.В. 315
Матасова Г.Г. 130
Матушкин Н.Ю. 44
Махлаев М.Л. 225
Медведев А.Я. 201
Меерт Дж.Дж. 315
Мельникова В.И. 264
Минаев В.Е. 204
Минина О.Р. 111
Мироманов А.В. 206, 208
Миронов Ю.Б. 227
Мирошниченко А.И. 254
Мишнин В.М. 210
Монгуш А.А. 213
Мордвинова В.В. 134
Мороз Т.Н. 340
Мотова З.Л. 216
Мурзинцев Н.Г. 340
Некрасов Г.Е. 111, 320
Непоп Р.К. 12
Никифоров А.В. 65, 137, 219
Николаева И.В. 155
Новикова С.А. 340
Новопашина А.В. 220
Ножкин А.Д. 222
Овчинников Р.О. 283
Орешин С.И. 134
Орлова А.В. 320
Орсоев Д.А. 24
Осколков В.А. 19
Павлов В.Э. 233, 331
Падерин И.П. 111
Парфеевец А.В. 254
Перфилова О.Ю. 225
Пилицына А.В. 308
Пинский Э.М. 227
Плоткина Ю.В. 274
Покровский Б.Г. 153
Полянский О.П. 297
Пономарчук В.А. 286
Прентис К. 21
Пресняков С.Л. 314
Пржиялговский Е.С. 185, 194
Приходько В.С. 148
Прияткина Н.С. 230, 233
Прошенкин А.И. 197
Радзиминович Я.Б. 264
Радько М.О. 236
Разумовский А.А. 320
Рассказов С.В. 239
Резницкий Л.З. 241, 337
Ризза М. 21
Ритц Ж.-Ф. 21
Родионов Н.В. 106
Романюк Т.В. 165
Рудая Н.А. 12
Руднев С.Н. 62, 71, 244
Рябов В.В. 122
Рязанцев А.В. 308
Саватенков В.М. 137, 158, 248
Савельева В.Б. 251, 337
Сальников А.С. 85
Сальникова Е.Б. 151, 274, 308
Саньков А.В. 254
Саньков В.А. 104, 254
Сасим С.А. 241
Сафонова И.Ю. 267
Селятицкий А.Ю. 256, 259
Середкина А.И. 262, 264
Серов П.А. 244
Серов С.Г. 161
Симонов В.А. 53, 148, 267
Скляров Е.В. 172, 174, 183, 199, 270, 294
Склярова О.А. 270
Сковитина Т.М. 270
Смирнов С.З. 15
Смирнов Ю.В. 273
Смирнова З.Б. 248
Смирнова Ю.Н. 274
Снопков С.В. 302, 305
Советов Ю.К. 277, 279
Соколова Е.Н. 15
Соловей О.А. 262
Соловецкая Л.В. 277, 279
Сорокин А.А. 42, 273, 274, 281, 283, 286
Сорокин А.П. 42, 286
Спиридонов А.М. 114
Станевич А.М. 289, 291, 337
Старикова А.Е. 294
Степанов А.С. 148
Ступаков С.И. 53, 148, 267
Суворова Л.Ф. 180
Сугоракова А.М. 65, 219
Сухоруков В.П. 297
Тао Ванг 199
Тверитинова Т.Ю. 299
Ткачева К.Ю. 302, 305, 328
Тодбилег М. 21
Толмачева Е.В. 42, 97, 151
Томшин М.Д. 143
Травин А.В. 15, 24, 53, 137, 174, 286, 340
Третьяков А.А. 97, 308
Туркина О.М. 222, 311, 314
Тычков Н.С. 340
Федак С.И. 93
Федорова Н.М. 315
Федоровский В.С. 77, 183, 317
Федотова А.А. 320
Филинов И.А. 130
Хаин Е.В. 320
Хритова М.А. 134
Хромых С.В. 15, 323
Худолей А.К. 230, 233
Цыганков А.А. 34
Чечельницкий В.В. 104
Чо М. 77
Чувашова И.С. 239
Чугаев А.В. 68
Шаргородский А.В. 302, 305, 325, 328
Шатагин К.Н. 308
Шацилло А.В. 230, 161, 233, 330, 331
Шерман С.И. 333
Школьник С.И. 197, 337
Шокальский С.П. 71
Шульга В.В. 236
Щербакова Е.Л. 50
Щетников А.А. 130
Юдин Д.С. 53, 340
Явхаа О. 21
Яковлев А.А. 143
Яковлева С.З. 151, 274
Ярмолюк В.В. 158, 248, 343