

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

**ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ
И КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ
ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ**

**Пятая Всероссийская научная конференция
с международным участием
02–04 октября 2018 г., Благовещенск**

**Сборник докладов
(Том 1)**

Благовещенск
2018

Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии : Пятая Всерос. науч. конф. с междунар. участием : сб. докладов. – Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2018. Т.1. – 158 с.
ISBN 978-5-904218-20-1

Участники конференции – Амурский научный центр ДВО РАН (АмурНЦ ДВО РАН) (г. Благовещенск), Амурский филиал БСИ ДВО РАН (г. Благовещенск), АО «Алмазы Анабара», г. Якутск, АО «Дальневосточное ПГО», Росгеология, г. Хабаровск, Байкальский институт природопользования СО РАН, г. Улан-Удэ, Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ, Геологический институт Кольского НЦ РАН (г. Апатиты), Геологический институт СО РАН (г. Улан-Удэ), Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (ДВГИ ДВО РАН) (г. Владивосток), Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Институт земной коры (г. Иркутск), Иркутский государственный университет (г. Иркутск), Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (г. Якутск), Институт горного дела ДВО РАН (ИГД ДВО РАН) (г. Хабаровск), Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск), Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск), Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП ДВО РАН) (г. Благовещенск), Институт геологии ДВО РАН (Владивосток), Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, г. Москва), Институт химии ДВО РАН, г. Владивосток, Институт водных и экологических проблем (ИВЭП ДВО РАН), Хабаровск, Иркутский государственный университет, Иркутск, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, ООО "Коралайна Инжиниринг" (г. Москва), ООО ПО «Спирит» (г. Иркутск), ООО Научно-производственная геологическая фирма «Регис», г. Благовещенск, Обособленное Структурное Подразделение «Читагеологоразведка» АО «Сибирская Производственная Геологическая Организация», г. Чита, РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина СФУ, г. Красноярск, Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ, г. Магадан), Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН), Владивосток, Россия, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, ФГБУН Федеральный Научный Центр Биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН (г. Владивосток), ФГБУ Зейский государственный заповедник, Амурская область, ФГБГОУ ВО Амурский государственный университет, г. Благовещенск, ФГБУ «ВИМС», Москва, Carleton University, Ottawa, Canada, Forestry and Forest Products Research Institute (FFPRI) Japan, Tsukuba 305-8687, Geological Survey of Canada, Québec, Canada, Graduate School of Science and Engineering for Education, University of Toyama, Toyama, Japan, Ikawa Forest Station, Mountain Science Center, University of Tsukuba, Shizuoka, Japan, Center for Far Eastern Studies, University of Toyama, Toyama, Japan, Teshio Experimental Forest of Hokkaido University, Horonobe, Japan, University of Toyama, Japan, University of Tsukuba, Japan.

Пятая Всероссийская научная конференция «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии» проводится по инициативе Института геологии и природопользования ДВО РАН раз в два года, начиная с 2010 г.

В рамках конференции обсуждается широкий круг вопросов от эволюции крупных геологических структур, геохимии, минералогии магматических комплексов, закономерностей формирования полезных ископаемых до разработки методов комплексного освоения природных ресурсов и геоэкологии.

Основная тематика докладов:

1. Магматизм, метаморфизм и геодинамика основных геологических структур Дальнего Востока.
2. Минералогия, геохимия месторождений полезных ископаемых, закономерности их формирования.
3. Геология, история формирования и минерализации осадочных бассейнов. Стратиграфия, палеонтология.
4. Методики комплексного освоения минеральных ресурсов, экономика минерального сырья.
5. Геоэкология.

Сопредседатели оргкомитета конференции
академик РАН А.И. Ханчук (ДВГИ ДВО РАН)
д.г.-м.н. А.А. Сорокин (ИГиП ДВО РАН)

Ученый секретарь конференции
к.б.н. Н.Ю. Леусова (ИГиП ДВО РАН)
Сайт ИГиП ДВО РАН <http://ignm.ru/>

Проведение конференции и издание материалов осуществляется при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-20099 Г)

СОДЕРЖАНИЕ

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	5
ПРИРОДА МЕТАМОРФИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПЕНСАНТАЙНСКОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ <i>З.Г.Бадреддинов, О.В.Авченко, И.А.Тарарин, Е.А.Ноздрачев</i>	5
СПЕЦИФИКА ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ТЯТЯ В 1973 г. <i>О.В.Веселов, А.И.Казаков, Д.Н.Козлов</i>	9
КОРРЕЛЯЦИЯ АНДЕЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ БУРЕЯ-ЦЗЯМУСИНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА <i>И.М.Дербеко</i>	12
СОВРЕМЕННАЯ ГЕОТЕКТОНИКА СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ <i>Жижерин В.С., Серов М.А.</i>	16
ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СТРЕЛКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА) <i>В.А.Заика</i>	19
SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЖАГДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА <i>В.А.Заика, А.А.Сорокин</i>	21
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА УНЬЯ-БОМСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА <i>В.А.Заика, А.А.Сорокин</i>	24
АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ГАМОВСКОГО КАНЬОНА (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ) <i>С.А.Зверев, А.С.Теличко</i>	28
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ВОЗРАСТ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛБЫН (МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС) <i>А.Ю.Кадашников, А.А.Сорокин, А.В.Пономарчук, А.В.Травин, В.А.Пономарчук</i>	29
МАРИНКИН УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАССИВ, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА – ГЕОДИНАМИКА И СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩЕГО КОМПЛЕКСА <i>Е.В.Кислов, А.В.Малышев, В.В.Вантеев</i>	33
О ВОЗРАСТЕ УСЛОВНО РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ДРЕВНЕБУРЕЙНСКОГО И НЯТЫГРАНСКОГО ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА <i>Р.О.Овчинников, А.А.Сорокин, Н.М.Кудряшов</i>	36
ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА И Р-Т ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГНЕЙСОВ И АМФИБОЛИТОВ ТУЛОВХЧИХИНСКОЙ СВИТЫ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА <i>Р.О.Овчинников, А.А.Сорокин</i>	39
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРТОГНЕЙСЫ СРЕДИ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (АМУРСКОЙ СЕРИИ) ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА <i>Р.О.Овчинников, А.А.Сорокин</i>	42
ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА <i>М.В.Стифеева, Р.О.Овчинников</i>	43
СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ <i>М.А.Серов, В.С.Жижерин</i>	45
ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ И АКВАТОРИИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) <i>А.С.Теличко, С.А.Зверев</i>	47
МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ	49
МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПЛАТИНОИДОВ В ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЯХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОЕ <i>Н.В.Бердников, В.Г.Невструев, В.О.Крутикова</i>	49
НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛАХ В РУДАХ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОТ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА) <i>Ир.В.Бучко, И.В.Бучко</i>	53
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ АНАБАРСКОГО ЩИТА И ВЕРОЯТНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЕГО КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) <i>Б.Б.Герасимов, В.И.Павлов</i>	56
ШТАММОВЫЕ РАЗЛИЧИЯ СОРБЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ МИКРОМИЦЕТА <i>CLADOSPORIUM CLADOSPORIOIDES</i> <i>Л.М.Павлова, Л.П.Шумилова, В.И.Радомская, В.В.Иванов</i>	60
О БИОМИНЕРАЛИЗАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ <i>Л.М.Павлова, В.И.Радомская, Э.В.Некрасов, Л.П.Шумилова</i>	64
ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПАТОМСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ ПЕРИФЕРИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ <i>Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.</i>	68
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УРОЧИЩА ОЗЕРА «ПЕСЧАНОЕ» В ЮЖНОЙ ЧАСТИ АМУРО-ЗЕЙСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ <i>В.И.Радомская, Д.В.Юсупов, С.М.Радомский, Т.В.Кезина</i>	71
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СЕРЕБРА С КВАРЦЕВОЙ МАТРИЦЕЙ МИНЕРАЛОВ <i>С.М.Радомский, В.И.Радомская</i>	75
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГАББРОИДОВ ДЖИГДИНСКОГО ИНТРУЗИВА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА) <i>А.А.Родионов, И.В.Бучко</i>	79
МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОИТЕЛЬНОГО КАМНЯ <i>Т.С.Серебрянская</i>	82
МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ХВОСТОВ ЗИФ <i>Т.С.Серебрянская, А.М.Сазонов</i>	86

ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ НЕРУНДИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) <i>И.В. Четвертаков</i>	90
ГЕОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ, СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ	94
МИНЕРАГЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОГО ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ КАК ИСТОЧНИК РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА <i>Н.И.Белозеров, А.А.Попов, Т.В.Артеменко</i>	94
РАННЕМЕЛОВЫЕ РАСТЕНИЯ-УГЛЕОБРАЗОВАТЕЛИ ХАРАНОРСКОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ) <i>Е.В. Бугдаева, В.С. Маркевич, Н.Г. Ядрищенская, А.В. Куриленко</i>	97
ПАЛЕОГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ НЕДР АЛДАНО-МАЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА (ЮГО-ВОСТОК СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА) <i>В.Г. Варнавский</i>	101
К ВОПРОСУ О ПОИСКОВОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАБОТ НА ПРИМЕРЕ КУН-МАНЬЕНСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) <i>В.А.Гурьянов, А.В.Матвеев</i>	103
ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ НА ОСТРОВАХ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВА АСКОЛЬД) <i>З.П. Дорохина</i>	107
СХОДСТВО ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВОСТОЧНОСИБИРСКОЙ И ФРАНКЛИНСКОЙ ЭПГ-Cu-Ni МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ <i>Е.В. Кислов, А.А. Арискин, Р.Е. Эрнст, Дж.Х. Бедар, А.В. Малышев</i>	111
МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ <i>В.Г. Крюков</i>	114
ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОГРЕБЕННЫХ РОССЫПЕЙ В ПАЛЕОДОЛИНАХ БАССЕЙНА Р.ЗЕИ <i>Кузнецова И.В., Дементенко А.И.</i>	118
ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БЕРЕНТАЛ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) <i>И.С. Литвиненко, Л.А. Шилина</i>	122
ОСОБЕННОСТИ ОНТОГЕНИИ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МАГМАТОГЕННО-ФЛЮИДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПАЛЛАДИСТО-ПЛАТИНОВОГО ТИПА В УСЛОВИЯХ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКОГО ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ) <i>А.Г. Мочалов</i>	126
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ МАЛОГО ХИНГАНА (РОССИЯ) <i>В.Г. Невструев, Г.З. Гильманова</i>	130
ПРИЗНАКИ РУДОФОРМИРУЮЩЕЙ РОЛИ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ НА ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПРИАМУРЬЯ <i>Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода</i>	134
ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА МАЙМИНОВСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ) <i>Э.Г. Одариченко, Л.И. Розулина, В.Ю. Прокофьев, С.Ю. Культенко</i>	138
ФАКТОРЫ, БЛАГОПРИЯТСТВОВАВШИЕ ФОРМИРОВАНИЮ КРУПНООБЪЕМНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА АЛБЫН В ВЕРХНЕСЕЛЕМДЖИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (ПРИАМУРЬЕ) <i>Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода</i>	142
ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕПЕРМСКОЙ БЕРЕИНСКОЙ СВИТЫ ПРИАМУРСКОГО ФРАГМЕНТА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА <i>Смирнов Ю.В.</i>	146
ИСТОЧНИКИ СНОСА И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАГДАГАЧИНСКОЙ ТОЛЩИ ЧАЛОВСКОЙ СЕРИИ АРГУНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА <i>Смирнова Ю.Н.</i>	148
ГЕОХИМИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СРЕДНЕЮРСКОЙ ВЕРХНЕДОЛОХИТСКОЙ ПОДСВИТЫ СТРЕЛКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА) <i>Ю.Н. Смирнова, В.А. Заика, А.Ю. Кадашникова</i>	151
ВКРАПЛЕННАЯ СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЧАЙ-ЮРЬИНСКОГО РАЗЛОМА, ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ <i>В.Ю. Фридовский, Л.И. Полуфунтикова, М.В. Кудрин</i>	154

УДК 552.4

ПРИРОДА МЕТАМОРФИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПЕНСАНТАЙНСКОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

З.Г.Бадрединов, Badre9@mail.ru, О.В.Авченко, И.А.Тарарин, Е.А.Ноздрачев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Изучены позднемеловые метаморфические породы Западной Камчатки, распространенные в хребте Пенсантайн (пенсантайнская толща), представляющие собой типовые метаморфические образования зоны взаимодействия континентальной и океанической плит, метаморфизованные в условиях низкотемпературной фации метаморфизма.

Особенностью пенсантайнского метаморфического комплекса является участие в его строении горизонтов с альбит-лавсонит-мусковит-хлоритовой и рибекит-эпидот-альбит-хлоритовой ассоциациями минералов, наряду с типичной зеленосланцевой альбит-актинолит-эпидот-мусковит-хлоритовой, преобладающей в разрезе описываемого метаморфического комплекса. Присутствие в метапородах лавсонита и амфибола глаукофан-рибекитового ряда предполагает высокие давления метаморфизма и характерные для такого типа метаморфизма геодинамические условия его проявления – погружение пород в зоне субдукции с последующей эксгумацией метаморфических образований [5]. Именно такую интерпретацию метаморфических пород хребта Пенсантайн привел в своей работе Л.Н.Добрецов [4], опираясь на данные о составе метаморфических амфиболов пенсантайнской толщи. Им предполагалось зонально-поясовое распространение высокобарических образований на территории Камчатки. Метаморфические породы пенсантайнской толщи включены Л.Н. Добрецовым в Тайгоносско-Ганальский глаукофансланцевый пояс, протягивающийся с севера на юг от полуострова Тайгонос до Ганальского хребта (рис.1). Однако последующие геологические исследования не подтвердили наличие такого протяженного глаукофансланцевого пояса на описываемой территории [6]. С другой стороны, новейшие тектонические модели геологического развития Камчатки [9] также не объясняют присутствие в ее западной части метаморфических пород с минералами, указывающими на повышенные давления метаморфизма. Кроме этого, для метاپород пенсантайской толщи существует самостоятельная проблема локальности распространения лавсонита в разрезе метаморфических образований. Лавсонит не встречается в ассоциации с эпидотом и щелочным амфиболом и приурочен к нижней части разреза пенсантайнской толщи, занимая определенный горизонт, что требует своего объяснения в свете дискутируемой в геологической литературе проблемы «лавсонитового парадокса».

Перечисленные выше факторы послужили основанием для детального исследования метаморфических образований пенсантайнского комплекса, в основу которых положены полевые работы авторов в хребте Пенсантайн и собранные в процессе этих работ геологические материалы.

Химический анализ пород и минералов позволил привлечь для термобарометрии метापород пенсантайнской толщи метод компьютерного моделирования метаморфогенного минералообразования на программном комплексе «Селектор С» [1].

На первом этапе исследований были определены возраст протолита, геохимические особенности пород, параметры метаморфизма пенсантайнской толщи и геологические условия ее залегания [2, 3].

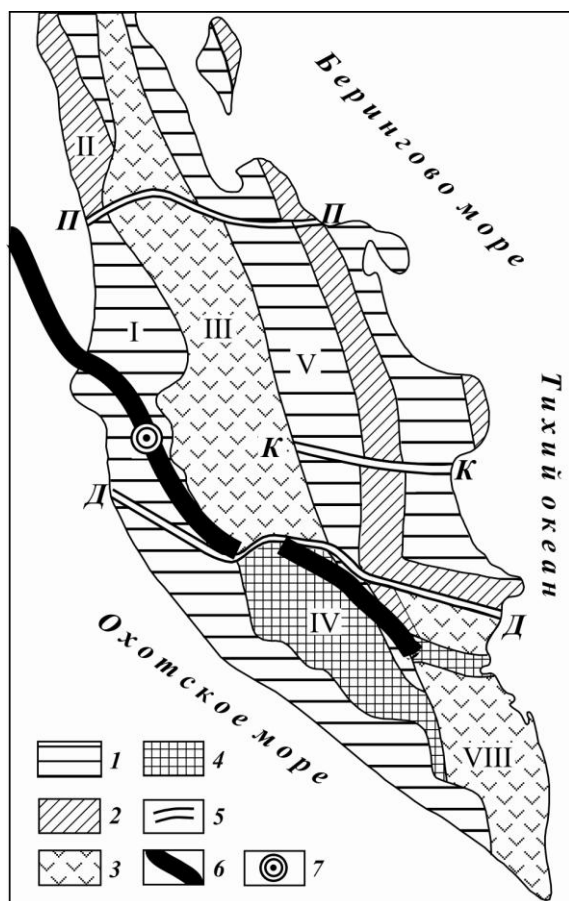


Рис. 1. Тектоническая схема Камчатки по [7], с учетом данных [4]

1 – прогибы, выполненные палеогеновыми и неогеновыми осадочными породами; 2-4 – поднятия: 2 – сложенные позднемеловыми – палеогеновыми вулканогенными породами, 3 – сложенные неогеновыми – четвертичными вулканогенными породами (вулканические дуги), 4 – сложенные метаморфическими породами; 5 – Тайгоносско-Ганальский глаукофансланцевый пояс по [8]; 6 – главные структурные швы (Д-Д – Диагональный, П-П – Паланский, К-К – Кроноцкий); 7 – место расположения участка исследований (хр.Пенсантайн). Римские цифры: I – Тигильский прогиб, II – Кинкильское поднятие, III – Центрально-Камчатская дуга, IV – Срединный выступ, V – Центрально-Камчатский прогиб, VI – Восточно-Камчатское поднятие, VII – Восточно-Камчатский прогиб, VIII – Курило-Южно-Камчатская дуга.

Установлено, что пенсантайнская толща представляет собой тектоническое окно в поле слабоизмененных вулканитов ирунейской свиты (рис.2). Образования подстилающие пенсантайнскую толщу не вскрыты в обнажениях. Некоторые исследователи объединяют пенсантайнскую толщу и ирунейскую свиту в одно стратиграфическое подразделение, что противоречит геологическим наблюдениям - верхняя возрастная граница протолитов метапород пенсантайнской толщи (94 ± 2 млн. лет) [2], на 10 млн. лет древнее отложений ирунейской свиты [9].

Время проявления метаморфизма пенсантайнских отложений не установлено.

Видимая мощность пенсантайнской толщи около 600 метров. Залегание пород моноклинальное, близкое к горизонтальному, без складчатости. Основная роль в разрезе толщи принадлежит зеленым сланцам, сформировавшимся по туфам основного, среднего и кислого составов псаммитовой и псефитовой размерности, туффитам, туфо-песчаникам, туфосилицитам и кремням с реликтами первичных структур и минералов, что позволяет охарактеризовать протолиты описываемых метапород как осадочно-вулканогенные отложения. Учитывая наличие продуктов эрозии вулканических пород среднего и кислого составов, а также широкий спектр возраста цирконов (от архея до позднего мела), выделенных из пород пенсантайнской толщи, предполагается, что это были образования фации континентального склона или окраинно-континентального осадочного бассейна.

Расчетные данные показывают (для расчетов использовался термобарометр встроенный в программу «Селектор С»), что метаморфические преобразования пород пенсантайнской толщи происходили при температуре 360°C и давлении 3,8 кбар [3]. Близкие значения температуры и давления метаморфизма установлены для лавсонитсодержащих сланцев метаморфического комплекса Новой Зеландии (Chrystalls Beach Complex) [11], что подчеркивает общую закономерность проявления метаморфизма описываемого типа (переходного от зеленосланцевого к голубосланцевой фации) в зонах взаимодействия континентальной и океанической плит.

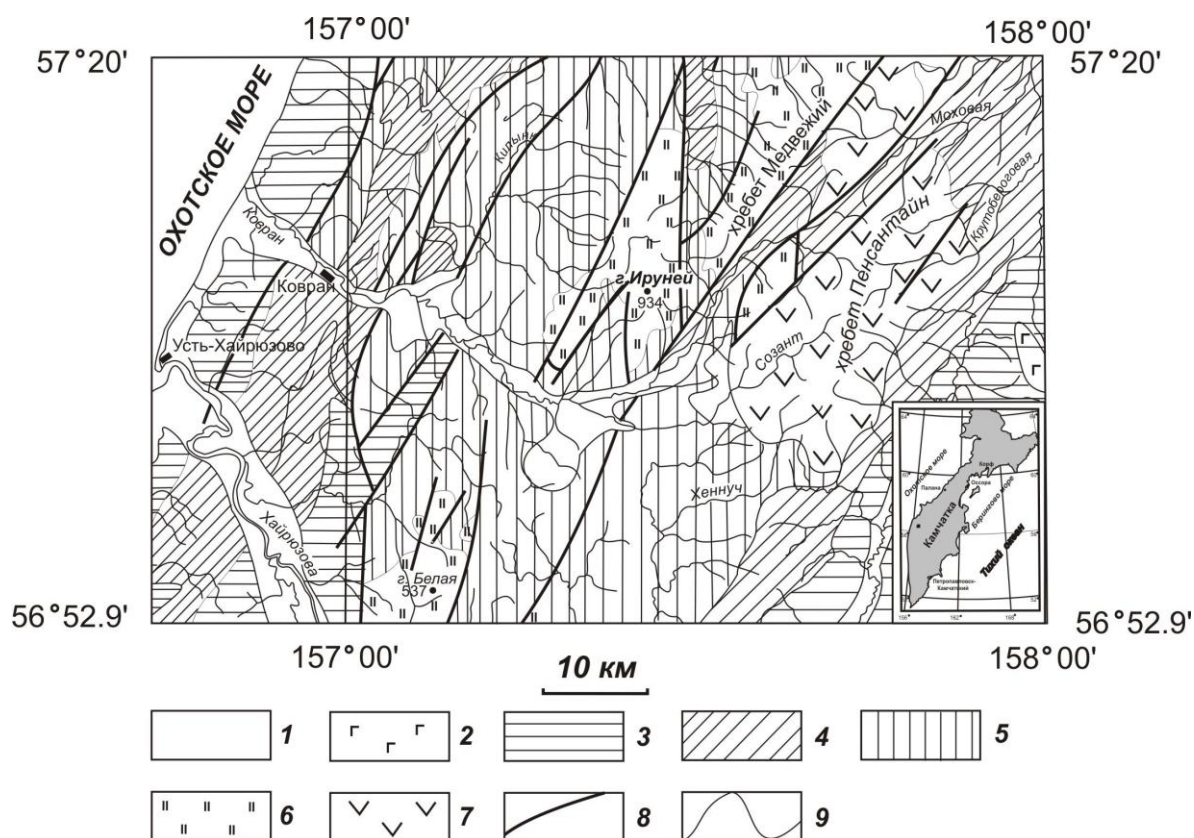


Рис.2. Схема геологического строения района хребтов Пентантайн и Медвежий. Составлена с использованием фондовых материалов геолого-съёмочных работ ООО «Камчатгеология».

1 – четвертичные отложения; 2 – четвертичные базальтоиды; 3 – неогеновые отложения нерасчлененные; 4 – отложения среднего эоцена – олигоцена; 5 – отложения нижнего палеоцена – нижнего эоцена; 6 – слабоизмененные вулканогенные отложения ирунейской свиты (сантон-компан); 7 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения пентантайнской толщи (альб-сеноман); 8 – тектонические нарушения; 9 – геологические границы.

Объективность полученных значений температуры и давления метаморфизма отложений пентантайнской толщи подтверждается их воспроизводимостью при моделировании условий метаморфогенного минералообразования на программном комплексе «Селектор С» как для образцов с лавсонитовым парагенезисом, так и типичным зеленосланцевым. В качестве исходных для моделирования были взяты сланцы пентантайнской толщи, отобранные из одного обнажения на расстоянии 5 метров друг от друга вверх по разрезу: обр. П-42/5 - альбит-лавсонит-мусковит-хлорит-кварцевый сланец и образец П-43 – пумпеллиит-эпидот-кварц-хлорит-альбитовый сланец. Особенностью образца П-42/5 (помимо наличия лавсонита) является отсутствие эпидота, широко распространенного в других метапородах пентантайнской толщи, что обусловлено химическим составом этого образца. Химические анализы моделируемых пород приведены в таблице.

Таблица – Химический состав (масс.%) моделируемых пород по данным рентгенофлуоресцентного анализа

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Обр. П42/5	57.6	0.75	16.00	7.64	0.10	5.84	3.66	1.58	1.18	0.18	5.11	99.64
Обр. П43	56.21	0.80	15.73	9.15	0.15	5.32	4.43	3.94	0.16	0.23	3.40	99.52

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории рентгеновских методов исследований ДВГИ ДВО РАН. Все железо в форме Fe₂O₃.

Из таблицы следует, что моделируемые образцы имеют близкие концентрации химических компонентов, отличаясь содержаниями железа, натрия и калия. При этом

ассоциации метаморфических минералов и их химические составы, полученные в процессе компьютерного моделирования, соответствуют наблюдаемым в образцах. Это подчеркивает тот факт, что формирование лавсонитового парагенезиса в описываемом примере, как и отсутствие эпидота, обусловлены пониженными концентрациями железа в метаморфизируемой породе.

Авторы связывают метаморфизм пенсантайских отложений с коллизионными событиями, проявившимися в рассматриваемом регионе на рубеже позднего мела и раннего палеогена [9, 10, 12] (аккреция и обдуцирование островодужных вулканических образований на континентальную окраину). Геологическим свидетельством этих событий в Центральной Камчатке являются метаморфические породы Срединного хребта, расположенные в 200 км южнее метопород хребта Пенсантайн. Уровень метаморфизма пород Срединного хребта отвечает амфиболитовой фации ($P=4$ кбар, $T=550$ °C) [10]. Время проявления метаморфизма пород Центральной Камчатки датируется нижним палеогеном (51 млн. лет) по изотопии цирконов [12]. Такой же возраст метаморфизма предполагается для отложений пенсантайской толщи. Общим «сшивающим» комплексом для метаморфических образований пенсантайской толщи и Срединного хребта Камчатки являются тектонически надвинутые отложения ирунейской свиты.

Таким образом, в хребте Пенсантайн мы имеем пример коллизионного типа метаморфизма [8], связанного с аккрецией и надвигообразованием островодужных вулканических пород на вулканогенно-осадочные отложения континентальной окраины.

Литература

1. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. - М.: Наука, 2009. - 229 с.
2. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Б.А.Марковский и др. Метавулканиты Западной Камчатки (первые данные U-Pb-SHRIMP-датирования возраста цирконов) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 5. С. 559-563.
3. Бадрединов З. Г., Авченко О.В., Чудненко К.В., Тарарин И.А., Ноздрачев Е.А., Кононов В.В. Условия формирования альбит-лавсонит-мусковит-хлоритовых сланцев метаморфического комплекса Западной Камчатки // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: 3-я Всероссийская конференция. 20-23 сентября 2016 г., Владивосток: [сб. докл.]. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2016. С. 131-134.
4. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. – 429 с.
5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО», 2001. - 407 с.
6. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист О-57 – Палана. Объяснительная записка. - СПб: Изд-во СПб картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2013. - 296 с.
7. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. - Л.: Недра, 1981. - 247 с.
8. Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. – 331 с.
9. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Западная Камчатка: геологические события позднего мела – раннего палеогена // Геотектоника. 2017. №5. С. 65-80.
10. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Петрология и рудоносность метаморфических и магматических комплексов Центральной и Восточной Камчатки. – Владивосток: Дальнаука, 2015. - 302 с.
11. Fagereng A., Cooper A. F. The metamorphic history of rocks buried, accreted and exhumed in an accretionary prism: an example from the Otago Schist, New Zealand // J. metamorphic Geol. 2010. V. 28. P 935–954.
12. Hourigan, J.K., Brandon, M.T., Soloviev, A.V., Kirmasov, A.B., Garver, J.I., Reiners, P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci. 2009. V. 309. № 5. P. 333—397.

СПЕЦИФИКА ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ТЯТЯ В 1973 г.О.В.Веселов, o.veselov@imgg.ru, А.И.Казаков, Д.Н.Козлов

ИМГиГ ДВО РАН, г.Южно-Сахалинск

На основе статистически достоверного объема петрохимических данных изверженных пород вулкана Тятя проведены сравнение составов последнего и предшествующих извержений, оценки термобарических характеристик магматических очагов, статистический анализ особенностей распространения тефры извержения 1973 г..

Вулкан Тятя, построенный по типу Сомма-Везувий, расположен в северной части о.Кунашир (Южно-Курильские острова). Вулкан характеризуется многовековой историей активности. Мощное извержение началось 14 июля 1973 г. и продолжалось две недели. Прорывы магм произошли в средней части постройки вулкана по двум наклонным направлениям (на северном и юго-восточном склонах). Первые взрывы, произошедшие на северном склоне у подножья сомы, образовали маары Влодавца и воронки группы Радкевич. Затем произошли прорывы лавы на юго-восточном склоне вулкана с образованием небольшого конуса Пограничник и большой прорыв с образованием крупного конуса Отважный. Механизм боковых прорывов магмы детально описан в работе [1]. Объем выброшенного материала составил не менее 200 млн.м³ [5]. По литературным данным известно 170 определений полного силикатного анализа изверженных пород влк.Тятя, из которых 64 – продукты извержений 1973 г. [2,3,5,6,9,10,14 и др.]. Аналитические данные всех групп определений удовлетворяют современным требованиям к геохимии основных окислов. Это позволило провести сопоставление петрохимических характеристик пород эксплозий 1973г. со всеми продуктами предшествующих извержений для выявления их различий. Петрохимические характеристики эффузивов вулкана Тятя приведены на рис.1. Исследованные образцы пород вулкана в основном имеют базальт-андезибазальтовый состав. На классификационной диаграмме SiO₂ – (Na₂O + K₂O) (рис.1А), дополненной схемой сериальности щелочей, породы вулкана входят в поле умеренной щелочности согласно нормам терминологической комиссии Петрографического комитета РАН. Низкие концентрации TiO₂ (0,6 - 1,7 мас.%), P₂O₅ (0,02 - 0,32 мас.%) также соответствуют этому типу. Как следует из анализа диаграммы SiO₂ – FeO*/MgO согласно критерию А.Мияширо [12] породы извержений Тяти находятся в поле толеитов (рис.1Б). Этот вывод подтверждается диаграммой AFM [11] (рис.1В). Для толеитовой серии характерно накопление железа в ходе эволюции. Это так называемый «феннеровский» тип дифференциации в магматическом очаге, происходящие при низкой активности кислорода. Однако вулканиды старых и последнего извержений отчетливо различаются, что видно на ряде диаграмм Харкера (рис.1Б, Е, Ж, И). Из этих диаграмм ясно, что породы извержений вулкана обогащены глиноземом, железом и обеднены магнием в сравнении с типичными базальтоидами. Продукты последенного извержения характеризуются повышенными концентрациями FeO* и TiO₂, тогда как концентрации Al₂O₃ и CaO уменьшаются, что свидетельствует об изменении термобарических параметров основного магматического очага вулкана Тятя. Андезибазальты и базальты ранних этапов вулканической активности Тяти имеют более высокоглиноземистый состав. Тем не менее из анализа диаграмм SiO – MgO, SiO₂ – (Na₂O + K₂O), SiO₂ – CaO следует вывод о единстве генезиса изверженных пород вулкана Тятя на протяжении жизни верхнемантийного очага в голоцене. Из анализа диаграмм следует, что продукты извержения 1973г. в основном являются андезибазальтами, тогда как породы предыдущих извержений характеризуются более широким диапазоном состава, свидетельствующим о длительной эволюции магматических очагов. Работами многих исследователей [7-10 и др.] подтвержден вывод, что в магматическом расплаве содержание MgO относительно большинства других породообразующих окислов достовернее других

породообразующих окислов достовернее всего коррелирует с температурой и давлением (глубиной) магматического очага, если расплав находится в равновесии с оливином. Следует отметить, в образцах изверженных пород вулкана Тятя среднее содержание H_2O менее 0,1 мас.% и это позволяет считать базальт-андезибазальтовые продукты извержений практически безводными.

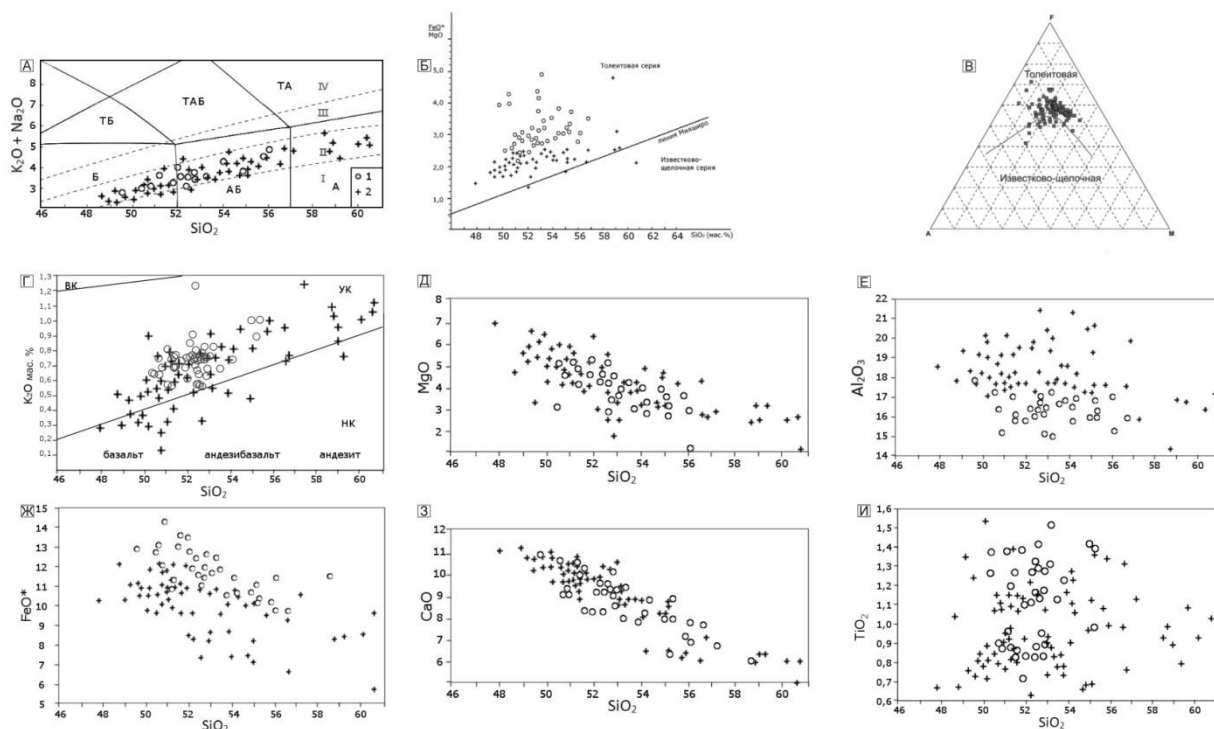


Рис. Классификационные диаграммы изверженных пород вулкана Тятя (о.Кунашир):
1 – породы извержения 1973г.; 2 – породы извержений до 1973 г.

Появление в отечественных и зарубежных публикациях относительно простых по форме эмпирических соотношений между основными окислами, прежде всего MgO , SiO_2 , щелочами, и термобарическими параметрами магматических очагов в подкоровой части верхней мантии вулканических зон позволило ориентировочно рассчитать глубинные и температурные характеристики магматической камеры вулкана Тятя, чтобы оценить эволюцию температурного режима. Уравнения регрессии, связывающие глубину магматического очага с содержанием в изверженных породах MgO , CaO , щелочей, получены отечественными исследователями [7]. Уравнения регрессии, связывающие температуры магматических расплавов с концентрациями SiO_2 , MgO в них, представлены в работе [8]. Расчеты температур и глубин магматических расплавов для вулканитов Тяти, выполненные на основе этих уравнений, показали, что температуры выплавки базальтоидов в основном находятся в интервале $1150 - 1240^{\circ}C$. Глубины магматических камер в неразрывном магматическом канале располагаются в интервале 40 – 30 км. Распределение температур магматических очагов извержения 1973 г. и предшествующих вулканических событий согласно проведенным расчетам свидетельствует о постепенном снижении температур этих очагов на глубинах более 33 км при одновременном повышении температур земной коры в теле вулкана. Итак, современные температуры верхнемантийных очагов магмы вулкана Тятя ниже относительно температур магматических очагов его давних извержений. Это подтверждает предположение, сделанное Ю.А.Мартыновым с соавторами [6] о том, что у древних пород вулкана Тятя была более высокая степень плавления. Андезибазальты и андезиты 1973г. формировались в магматическом канале с температурами $1210 - 1150^{\circ}C$ с основной концентрацией в интервале 33 – 36 км с температурами $1190 - 1170^{\circ}C$.

На основе коллекции проб, собранных в 2007г. сотрудниками ИМГиГ Белоусовым А.Б. и Козловым Д.Н. из отложений тефры 1973г. [4] проведена обработка данных статистическими методами с целью выявления взаимосвязи между мощностью слоя тефры и

размером ее фрагментов. Построены двухмерные модели регрессии по методу наименьших квадратов. Для построения моделей разброса тефры применен трехмерный тренд-анализ. Впервые применена логарифмическая модель для описания распределения мощности слоя тефры. На основе этих моделей получена карта разностей мощности отложений в см., свидетельствующая о распространении продуктов извержения кратера. Отважный в юго-восточном направлении, тогда как тефра мааров равномерно распределялась в северном направлении. В результате уточнена схема зон максимальных отложений изверженного материала 1973 г.

В результате проведенных исследований материалов извержений вулкана Тятя выявлены особенности эволюции его магматических очагов в подкоровой части верхней мантии, сужении диапазона кремнекислотности современного изверженного материала по сравнению с древними извержениями, определены интервалы ликвидус-солидусных температур и глубин магматических очагов, особенности распространения тефры 1973 г.

Литература

1. Абдурахманов А.И., Федорченко В.И. Особенности механизма извержения вулкана Тятя в июле 1973 г // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Южно-Сахалинск. 1976. С.44-52 (Труды СахКНИИ, вып.48).
2. Гусев Г.М., Жукова Е.Н., Нежина Л.А., Павлов А.Л., Слободской Р.М. Особенности химического состава продуктов извержения вулкана Тятя в 1973 году // Докл.АН СССР. 1976. Т.227, № 6. С.1438-1441.
3. Гуцин А.В. Петрология базальтов вулкана Тятя (остров Кунашир, Курильская островная дуга) // Петрологические исследования базитов островных дуг.– М.: ИФЗ им. О.Ю.Шмидта АН СССР. 1978. С.132-156.
4. Козлов Д.Н., Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Распространение тефры извержения вулкана Тятя 1973 г.(о.Кунашир, Курильские острова) // Природные катастрофы :изучение, мониторинг, прогноз : вторая Сахалин. молодеж. науч. Школа,4-10 июня 2007, Южно-Сахалинск: сб. материалов. Южно- Сахалинск,2008. С. 264-267.
5. Мархинин Е.К., Аникиев Ю.А. Гранник В.М. и др. Извержение вулкана Тятя на Курильских островах в июле 1973 года // Геология и геофизика. 1974. № 10. С.20-31.
6. Мартынов Ю.А., Мартынов А.Ю., Чашин А.А., Рыбин А.В. Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис (остров Кунашир, Курильские острова) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 3. С.22-31.
7. Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. – М.: Наука, 1975. – 288 с.
8. Рассказов С.В., Демонтерева Е.И., Иванов А.В. и др. Эволюция позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива (Восточная Тува) – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. – 161 с.
9. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. – М.: Наука, 1989. – 239 с.
10. Фролова Т.И., Бурикова А.И., Гуцин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. Происхождение вулканических серий островных дуг. – М.: Недра, 1985. – 275 с.
11. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common Volcanic rocks // Canadian Jour. Earth Sci. 1971. V. 8, N.5. P. 523-528.
12. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J.Petrol. 1986. V.27. P.745-750.
13. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. Jour. Sci. 1974. V.274, N.4. P. 321-355.
14. Nakagawa M., Yshizura Y., Takashi K. et. al. Tyatya volcano, south western Kuril arc: recent eruptive activity inferred from widespread tephra // The Island Arc. 2002. V.11. P. 236-254.

КОРРЕЛЯЦИЯ АНДЕЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ БУРЕЯ-ЦЗЯМУСИНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

И.М. Дербеко, derbeko@mail.ru

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

На территории северо-восточного окончания Бурей-Цзямусинского супертеррейна широко развиты разрозненные поля вулканитов андезитового состава. Считалось, что эти образования формируют Огоджинскую зону Умлекано-Огоджинского вулканического пояса. Полученные в последние годы прецизионные данные возраста и вещественного состава [8; 4] позволяют говорить о самостоятельности развития как самого супертеррейна, так и сопровождающих его эволюцию магматических этапах. Проблема изучения пород этих комплексов заключается в приуроченности к основанию позднемезозойского – кайнозойского разреза Амура-Зейской впадины, где они наложены на сложнодислоцированные образования докембрийского (?) – палеозойского возраста Бурей-Цзямусинского супертеррейна (рис. 1). Чаще всего магматиты представляют реликты в тектонически приподнятых блоках или выходы в эрозионных окнах среди верхнемеловых – кайнозойских осадков. В пределах рассматриваемой территории выделены следующие комплексы андезитового состава; поярковский, станолирский, бурундинский. К наиболее проблемным образованиям относятся вулканиты Исиканского вулканического поля. Эти магматиты разные исследователи относили к различным комплексам, выделяемым не только на территории северо-восточного окончания Бурей-Цзямусинского супертеррейна, но и на территории соседнего Аргунского супертеррейна: талданскому [10], бурундинскому [1], поярковскому [2]. Что объясняется отсутствием прецизионных геохронологических и геохимических характеристик этих пород.

Исиканское вулканическое поле расположено на территории северного фланга Бурей-Цзямусинского супертеррейна в бассейне реки Исикан – левый приток р. Бысса. Основное поле протяжённостью более 50 км при ширине 5-10 км, имеет северо-восточное простирание и ограничено тектоническими нарушениями. За пределами поля выделяются небольшие, площадью первые км², разрозненные покровы, штоки и дайки (рис. 1б). Среди покровных вулканитов значительно преобладают андезитовые базальты и андезиты, реже встречаются их трахитоидные разновидности, ещё реже – дациты, в единичных случаях – базальты и трахибазальты. Субвулканические тела представлены покровными аналогами и диоритовыми порфиритами. Андезиты и андезитовые базальты: породы черного - темно-серого, зеленовато-серого цвета. Имеют массивную или миндалекаменную текстуру, с афировой, порфировой, сериально-порфировой структурами. Среди структур основной массы преобладают пилотакситовая, гиалопилитовая, интерсертальная, криптокристаллическая. По составу порфирировых выделений вулканиты подразделяются на пироксеновые, оливин-пироксеновые, роговообманково-пироксеновые, двупироксеновые. Во всех разновидностях пород основной процент порфирировых выделений принадлежит плагиоклазам: для андезитов - An_{35-55} , для базальтов и андезитовых базальтов - An_{53-68} . Темноцветные минералы представлены моноклинным и ромбическим пироксенами, обыкновенной или базальтической роговой обманкой, в единичных случаях – оливином и биотитом. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза размером до 0.3 мм, зернами пироксенов, магнетита и вулканическим стеклом, в разной степени замещенным гидрослюдами, хлоритом, окислами железа. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, магнетит, ильменит. Миндалины выполнены, преимущественно, монтмориллонитом, халцедоном, кальцитом. Туфовая составляющая покровной фации по составу соответствует андезитам и андезитовым базальтам. Содержание в вулканитах SiO_2 колеблется от 48.75 % до 63.85 %, при сумме щелочей $K_2O + Na_2O = (3.78 \% - 7.35 \%)$ и преимущественном преобладании Na_2O над K_2O ($Na_2O/K_2O = 0.7 - 3.0$).

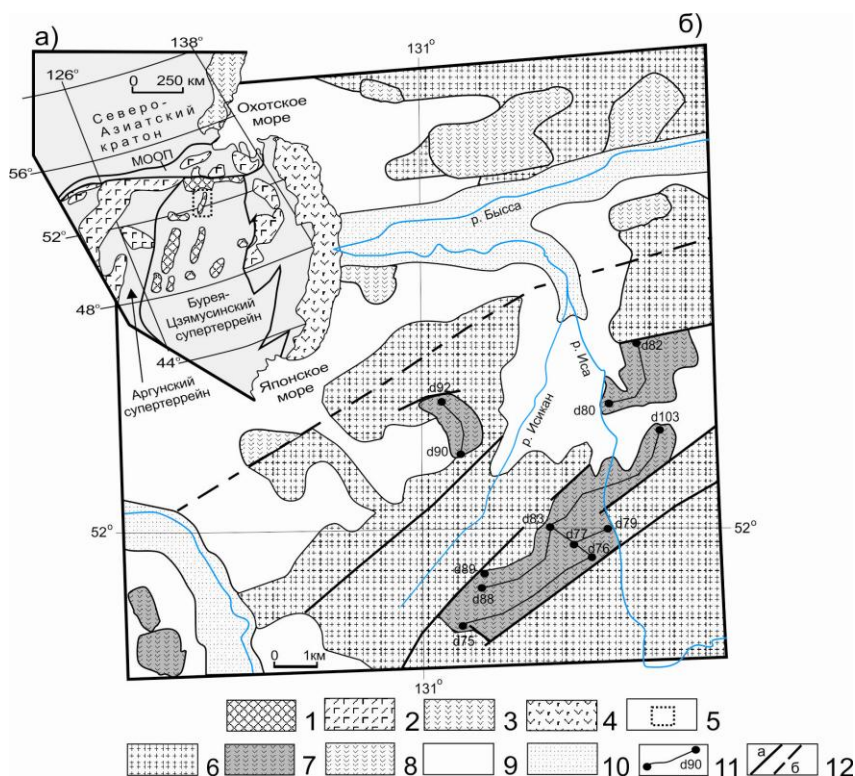


Рис. 1. А) Схема пространственного расположения позднемезозойских магматитов по [1; 2] с добавлениями автора Монголо-Охотского орогенного пояса (южное обрамление и восточное окончание): Бурей-Цямусинского супертеррейна – 1; прочие – 2. Вулканогенные пояса: Охотско-Чукотский – 3; Восточно-Сихотэалинский – 4. Территория исследования – 5. Б) Геологическая схема Исикинского вулканического поля: палеозойские стратифицированные и плутогенные образования – 6; породы Исикинского поля – 7; вулканиты бурундинского комплекса – 8. Слаболитофицированные и рыхлые отложения: позднего мела - квартера - 9; современные аллювиальные - 10. Петрографические разрезы – 11. Тектонические нарушения и границы: а) достоверные; б) предполагаемые.

По соотношению SiO_2 - K_2O они относятся как к высоко- так и к низкокалиевым разновидностям известково-щелочной серии. Вулканиты характеризуются умеренными значениями отношений $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ (1.83 - 3.05). Содержание MgO изменяется от 6.07 до 1.26, а TiO_2 от 0.55 - 0.93 мас.%; повышено присутствие Al_2O_3 (15.7 % - 20.3 %), при чём его содержание закономерно уменьшается от основных разновидностей к умеренно-кислым. Распределение в породах редкоземельных элементов, преимущественно, слабо дифференцированное, преобладают значения $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 10 - 12$. Европиевая аномалия выражена слабо или совсем не проявлена: $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.60 - 0.70$. На графике нормирования содержаний редких элементов к примитивной мантии выявляется умеренное обогащение вулканитов крупноионными литофильными элементами: K (9200 - 30000 г/т), Rb (25.9-128.5 г/т), Ba (до 1175 г/т), Sr (до 1050 г/т) при деплетировании высокочargedными элементами: Nb (6 - 12 г/т), Ta (0.3 - 0.8 г/т), Hf (1.4 - 4.1 г/т). При этом отмечаются неравномерно повышенные концентрации Ni (до 99 г/т), Cr (до 160 г/т). Для установления возраста пород Исикинского вулканического поля $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск) под руководством В.А. Пономарчука проведены геохронологические исследования дацитов (обр. d 103), как завершающих вулканогенный разрез свиты. Интегральный возраст матрицы дацитов Исикинского вулканического поля составляет 113 ± 2.6 млн лет, возраст по плато - 121 ± 1.6 млн. лет.

Образования поярковского комплекса развиты в пределах рифтогенных структур левого берега р. Амур. Простираение этих структур идентично простираению Исикинского вулканического поля. Процесс осадконакопления происходил параллельно с началом вулканической деятельности, в результате чего к бортовым частям впадин терригенные образования обогащены туфовым материалом. А в верхних частях разреза свиты ведущая роль принадлежит вулканитам. Покровы согласно перекрыты континентальными осадками [5]. Готерив-барремский возраст терригенной составляющей основания разреза определён по богатому комплексу пресноводной фауны и флоры. Для верхней – вулканогенной части - характерен самостоятельный флористический комплекс, который соответствует апт-альбу [7]. По данным изотопного датирования ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) андезитовых базальтов установлено: по плато - 117.8 ± 1.8 млн. лет, 116.8 ± 1.8 млн. лет, 118.3 ± 2 млн. лет; в изохронном варианте расчета - 117.7 ± 1.7 млн. лет, 117.1 ± 1.7 млн. лет, 119.5 ± 2.7 млн. лет [9]. Следовательно,

вулканическая деятельность происходила в апте. Поярковский комплекс представлен базальтами, андезибазальтами, трахиандезибазальтами и андезитами, их туфами и кластолавами, туфотерригенными породами. Принадлежат низкокалиевой, в единичных случаях – высококалиевой - $K_2O=0.9-1.6$, мас.%, известково-щелочной серии. Базальты имеют натриевый тип щелочности, прочие разновидности – калиево-натриевый ($Na_2O/K_2O=1.45-4.85$). Содержание MgO изменяется от 9.37-7.01 до 3.00 мас.%; все разновидности – умереннотитанистые ($TiO_2=0.62-0.99$, мас.%). $ASI=0.9-1.4$. Для графиков распределения REE характерно отсутствием Eu аномалии ($Eu/Eu^*=0.89-1.05$), незначительное преобладание содержания нормированных LREE над содержанием промежуточных $(La/Sm)_n=2.6-2.8$, при более выраженном преобладании промежуточных над HREE $(Gd/Lu)_n=2.5-4.5$. Породы обогащены Sr (до 1029 г/т) при минимуме Nb ($>4-10$ г/т), Ta (до 0.49 г/т), Y (до 16 г/т).

На границе Монголо-Охотского орогенного пояса и Бурей-Цзямусинского супертеррейна развиты образования бурундинского вулканического комплекса, сложенного туфами и лавами андезитов, андезибазальтов, базальтов, редко – дацитов. Это низкощелочные породы калиево-натриевой серии ($Na_2O/K_2O=1.1-3.5$, мас.%), умеренно-низкомагнезиальные, умереннотитанистые ($TiO_2=0.64-1.32$, мас.%). В единичных случаях – высокомагнезиальные (андезибазальты), высокотитанистые. Принадлежат, преимущественно, низкокалиевой (при $SiO_2 >60\%$ - высококалиевой) известково-щелочной серии. $ASI=0.9-1.3$. Для графиков распределения REE характерны весьма слабо выраженная Eu аномалия ($Eu/Eu^*=0.74-0.85$), незначительное преобладание содержания нормированных LREE над промежуточными $(La/Sm)_n=2.5-3.8$, преобладание промежуточных над HREE $(Gd/Lu)_n=1.0-5.0$. Породы неравномерно обогащены Sr (230-910 г/т), Y (19-31 г/т), REE и обеднены Ta (0.39-0.72 г/т) и Nb ($<5-13$ г/т). Возраст магматической составляющей: 105–108 млн. лет (начало альба) установлен $^{40}Ar-^{39}Ar$ методом датирования [6]. Для субвулканических дацитов имеется Rb-Sr изохрона - 106 \pm 5 млн. лет [4]. По данным [3] (Ar/Ar метод) возраст покровных вулканитов – 111 млн. лет.

На юго-востоке территории выделяется станолірський вулканический комплекс представленный лавами и туфами андезитов, трахиандезитов, андезибазальтов, дацитов, риодацитов, вулканогенно-терригенными образованиями. Породы принадлежат калиево-натриевой серии ($Na_2O/K_2O=0.7-1.6$). С увеличением SiO_2 , содержание Na_2O почти постоянно, а K_2O возрастает. Это породы высококалиевой известково-щелочной серии, умеренно- реже – низкомагнезиальные; от умереннотитанистых ($TiO_2=1.40-1.45$) до высокотитанистых ($TiO_2=1.27-0.68$). $ASI=1.0-1.3$. Характеризуются умеренными содержаниями Ba (430-696 г/т), Rb (43-135 г/т), Sr (190-642 г/т), Zr (169-412 г/т), Hf (4.3-13.0 г/т), Nb (17.9-38.7 г/т), Ta (1.36-1.90 г/т), возрастающими от основных пород к средне - кислым. Графики распределения REE характеризуются непостоянством проявления Eu аномалии $(Eu/Eu^*)_n$ от 0.94-0.99 до 0.56-0.70; незначительным преобладанием LREE над промежуточными $(La/Sm)_n=2.6-4.0$, при неравномерном преобладании промежуточных над HREE $(Gd/Lu)_n=2.3-10.8$. На графиках нормирования состава пород к примитивной мантии устанавливается отчетливый Ta-Nb минимум, но с меньшей амплитудой, чем на этих графиках для пород поярковского и бурундинского комплексов. $La/Ta=18-23$. Возраст магматитов ($^{40}Ar/^{39}Ar$ метод) 105-111 млн. лет [11].

Все выше перечисленные петро- и геохимические характеристики пород Исиканского поля согласуются с подобными характеристиками вулканогенных образований поярковского комплекса. Что позволяет отнести их к образованиям поярковского комплекса. По данным изотопного датирования андезитовых базальтов установлен возраст пород как 117-119 млн. лет [9]. Согласно полученным результатам (был проанализирован образец дацитов, излившихся на заключительном этапе магматизма), можно говорить, что активная фаза формирования пород поярковского комплекса приходится на возрастной интервал 119 – 113 млн. лет, то есть она соответствует апту. Исследования позволяют сопоставить возраст и состав магматических комплексов, развитых на территории северо-восточного окончания Бурей-Цзямусинского супертеррейна. Так в пределах Аргунского супертеррейна близкие по вещественному составу породы, относимые к талданскому комплексу, формировались гораздо раньше: 130-122 млн. лет

[8]. Тогда как магматиты с возрастом поярковского комплекса на территории Аргунского супертеррейна отличаются по вещественному составу. Они представлены образованиями контрастной серии с геохимическими характеристиками близкими для пород внутриплитного магматизма [1; 2: 8].

По серии дискриминационных диаграмм петрогенных оксидов и микроэлементов для установления геодинамических обстановок формирования пород [13 и др.] магматиты поярковского (а значит и породы исиканского вулканического поля) комплекса наиболее близки надсубдукционным образованиям. Судя по наличию шаровой отдельности лав и по разрезу свиты: углесодержащие слои присутствуют в нижней и верхней части разреза, можно предположить, что излияние лав происходило в условиях мелководного прибрежно-континентального бассейна в условиях субдукции. Породы, аналогичные вулканитам поярковского комплекса по времени формирования и вещественному составу широко проявлены на соседней с юга территории Китая, в пределах Бурея-Цзямусинского супертеррейна (Jiamusi massifi) [12], где авторы так же считают, что их становление сопровождало субдукционные процессы в регионе.

И так: около 120 млн. лет назад, с накопления туфогенно-осадочной составляющей, начинает формироваться поярковский вулканический комплекс, породы которого относятся к известково-щелочной низко- и высококалиевой сериям. Они характеризуются надсубдукционным типом распределения микроэлементов (Nb и Ta минимумы, повышенные содержания Ba, Rb, K, Ti, Sr). Эти же геохимические характеристики, как и время формирования, сопоставимы вулканитам Исиканского вулканического поля.

Литература

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. Красный Л.И., Вольский А.С., Пэн Юньбяо и др. С.-Петербург – Благовещенск – Харбин: ВСЕГЕИ, Амургеолком, Управл. геологии и полезн. ископ. провинции Хэйлунцзян. 1999. 135 с.
2. Геологическая карта Амурской области масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. Петрук Н.Н., Беликова Т.В., Дербек И.М. Благовещенск: Амургеология. 2001. 227 с.
3. Дербек И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing GmbH&Co.KG. 2012. 97 с.
4. Дербек И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов. Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. 2010. №3. С. 70-77.
5. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. №5. С. 62-82.
6. Рассказов С.В., Иванов А.В., Травин А.В., Брандт И.С., Брандт С.Б. и др. ^{40}Ar - ^{39}Ar и К-Аг датирование вулканических пород альба Приамурья и Забайкалья / Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Матер. II российской конф. по изотопной геохронологии 25-27 ноября 2003г. С.-Петербург, 2003. С.410-413.
7. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Схема 35. Хабаровск: Хабаровское государственное горно-геологическое предприятие. 1994. 22 с.
8. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П., Воропаева М.С. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. №2. С. 3-6.
9. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Котов А.Б., Мельникова О.В. Базальтовые андезиты аптского возраста Амуро-Зейской депрессии: новые геохимические и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – геохронологические данные // Доклады РАН. 2008. Т. 421. №4. С. 525-529.
10. Фролов Ф.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200.000. Серия Хингано-Буреинская. Лист N-52-XXXVI. Объяснительная записка. М.: МинГео. 1977. 80 с. 2 гр. пр.
11. Derbeko I.M., Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A., Sorokin A.P. Timing of Mesozoic magmatism in Khingan-Okhotsk volcano-plutonic belt (Russian Far East) // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2004. V.68. Iss. 11. Suppl. 1. P. A226
12. ChaoWen L., Feng G., WeiMing. F., XiaoFeng G. Ar-Ar geochronology of Late Mesozoic volcanic rocks from the Yanji area, NE China and tectonic implications // Sci China Ser D: Earth Sciences. 2007. V. 50. [1.4](#). P. 505–518.
13. Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J.Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОТЕКТОНИКА СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Жижерин В.С., Серов М.А., votarist@ascnet.ru

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Представлены новые данные о современных движениях земной коры в пределах южной части Дальнего Востока России, полученные авторами на основе применения технологии GPS-геодезии на геодинамическом профиле вдоль среднего течения р. Амур. Вычисленное векторное поле скоростей смещений пунктов Среднеамурского геодинамического профиля, позволило установить общую направленность тектонических процессов, а также определить параметры смещений по некоторым основным разломам северо-восточного и меридионального простирания юга Дальнего Востока России. Комплексный анализ геолого-геофизических материалов позволил перейти в работе к описанию современной тектоники, выделяемых авторами, блоковых структур. Оценить их активность, степень жесткости и стабильность.

В планетарной системе отсчета точки наблюдения, принадлежащие изучаемому полигону, смещаются в ЮВВ направлении со скоростями от 25 до 30 мм/год (см. таблицу).

Таблица. Горизонтальные скорости смещений GPS пунктов в ITRF2008.

Координаты пунктов, в градусах		Компоненты скоростей смещений мм/год		Ошибки определения компонент скоростей мм/год		Название пункта	Продолжительность наблюдений (в годах)
с.ш.	в.д.	восток	север	восток	север		
47.90	137.16	20.98	-15.14	1.13	1.27	SUKO	4
48.07	136.62	21.67	-15.78	0.82	1.21	SUKW	4
48.10	135.59	24.11	-16.50	0.90	1.18	ZMEY	4
48.52	135.05	23.67	-16.15	0.16	0.20	KHAJ	5
48.90	132.83	24.62	-13.67	0.92	1.23	BIRO	4
48.95	131.60	25.32	-16.92	0.19	0.24	SUTA	7
49.41	130.22	25.47	-16.25	0.28	0.35	ARHA	6
50.10	130.01	24.39	-14.04	0.25	0.33	TALA	7
49.91	128.22	26.32	-15.91	0.32	0.40	POLT	5
50.08	128.03	25.67	-12.91	0.33	0.41	TAMB	5
50.26	127.52	25.14	-12.89	0.12	0.15	BLAG	6

Примечание. Ошибки определения скорости приведены в 95 % доверительном интервале

На векторном поле скоростей (см. рисунок), где величина смещений пунктов пересчитана относительно опорного пункта BLAG (г. Благовещенск), отчетливо проявляется тенденция к постепенному уменьшению с запада на восток восточной компоненты смещений, что, в глобальном масштабе, является следствием сложного механизма взаимодействия Евразийской, Амурской и Охотоморской плит. В том же направлении (от континента в сторону океана) отмечается омоложение возраста складчатости.

Приводимые в таблице оценки скорости смещений пунктов геодинамического профиля и данные сейсмического мониторинга (см. рисунок), позволяют оценить характер и скорости смещений по активным разломам, а также описать тектонику блоковых структур исследуемого региона.

Нижнезейский блок в работе представлен 2 точками BLAG и TAMB, параметры их смещений практически идентичны. В пределах блока сейсмособытий инструментально не зарегистрировано [4], таким образом, блок следует считать жестким и неделимым, а его тектонический режим следует рассматривать как стабильный.

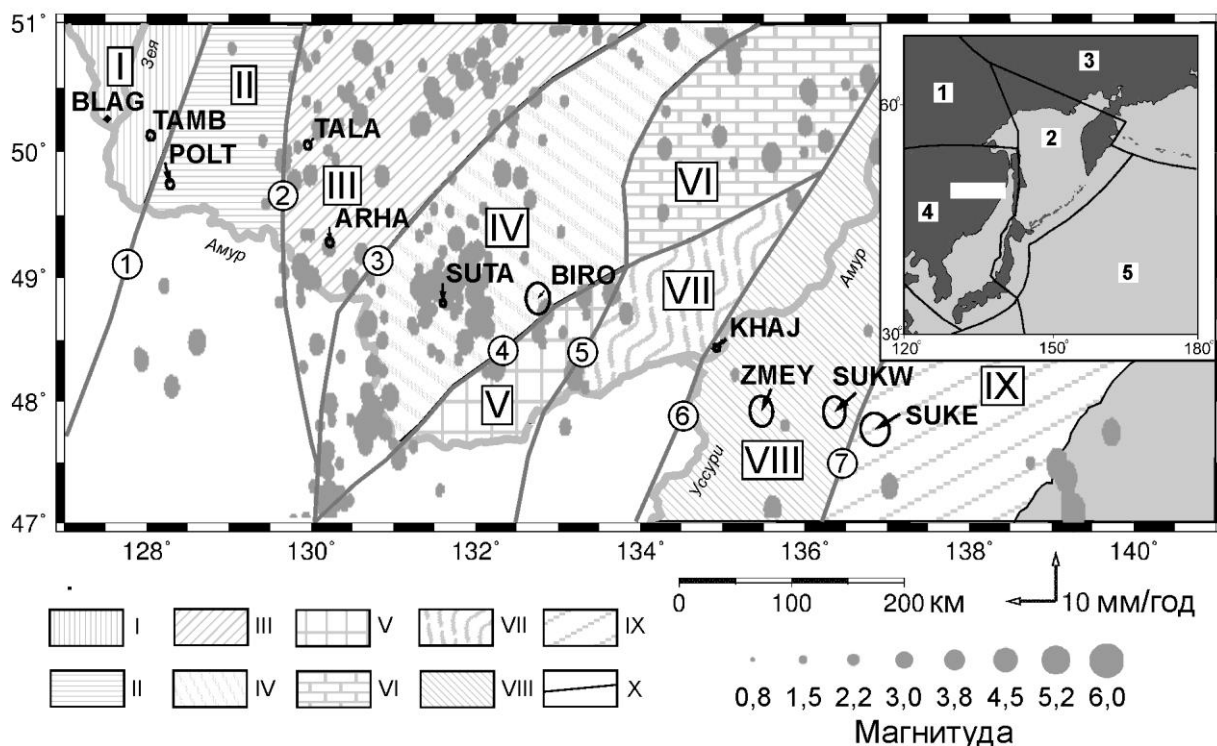


Рисунок. Горизонтальные смещения пунктов GPS-измерений относительно постоянной станции BLAG (Благовещенск) и эпицентры землетрясений с 1950 года.

Тектонические блоки: I - Нижнезейский, II - Завитинский, III - Туранский, IV - Малохинганский, V - Урмийский, VI - Баджальский, VII - Среднеамурский, VIII - Западно-Сихотэалинский, IX - Восточно-Сихотэалинский; X - Основные разломы: 1 - Харбинский, 2 - Западно-Туранский, 3 - Мало-Хинганский, 4 - Итунь-Иланский, 5 - Куканский, 6 - Амурский, 7 - Центральный Сихотэ-Алинский. Вектора скорости смещений пунктов (стрелки) приведены с эллипсами 95 % доверительного интервала. Белым прямоугольником на врезке обозначен район исследований, цифры – литосферные плиты: 1 – Евразийская, 2 – Охотская, 3 – Северо-Американская, 4 – Амурская, 5 – Тихоокеанская.

Завитинский блок представлен одной точкой POLT, северная компонента ее смещения значительно отличается от таковой для точек Нижнезейского блока. На территории блока зарегистрированы единичные землетрясения малых амплитуд, эпицентры которых тяготеют к границам блока [4]. Тектонический режим блока следует рассматривать как относительно стабильный. Разница в параметрах смещения от контактирующих с ним блоков объясняется наличием на его субмеридиональных границах активных глубинных разломов.

Харбинский разлом, отделяющий Нижнезейский блок от Завитинского, отчетливо выражен в геоэлектрических полях до глубины 100 км [2]. Он характеризуется правосдвиговой кинематикой с установленной величиной смещения по бортам разлома около 4 мм/год. Примечательно, что столь значительная величина подвижек (для внутренних участков литосферных плит) практически никак не отображается в поле сейсмичности [4], что в свою очередь может говорить о наличии вязкоупругого течения разогретого материала земной коры в теле разлома, либо о его заблокированном состоянии.

Скорее всего, имеет место комбинация обоих этих факторов, т.к. подтверждением первого выступает широкое распространение четвертичных базальтовых лавовых покровов по бортам разлома на его южном продолжении в КНР. В пользу последнего говорит отсутствие зарегистрированных здесь землетрясений, что является весьма опасным с точки зрения риска возникновения сейсмособытия значительной магнитуды. О высокой скорости локальных горизонтальных деформаций Нижнезейского бассейна указывалось ранее [3], где для этой территории, были получены значения деформаций характерные для таких высокоподвижных областей как Байкальский рифт и западная Монголия.

Западно-Туранский разлом, отделяющий тектонически относительно стабильный Завитинский блок от активного Туранского, характеризуется установленной величиной смещений первые мм/год по типу левого сдвига. В зоне его влияния инструментально зафиксировано значительное количество землетрясений, отдельные из них достигали магнитуды близкой к 6 единицам [4].

Туранский блок, расположенный в пределах одноименного массива, представлен 2 точками TALA и ARHA, разность векторов их смещений показывает их взаимное удаление со скоростью порядка 3 мм/год. Сейсмичность на всей территории блока повышенная [4] и, таким образом, блок в тектоническом плане следует рассматривать как нестабильный.

Мало-Хинганский блок представлен 2-мя точками SUTA и BIRO, параметры их смещений довольно близки. Небольшое отличие в их кинематике, может быть связано с локальным увеличением в центральной части блока (вблизи пункта SUTA) плотности выделяемой сейсмической энергии [4]. Последнее указывает на тектоническую нестабильность блока, природа которой обусловлена термической переработкой материала литосферы, о чем свидетельствует широкое распространение здесь вулканитов [2].

Установленное смещение по Мало-Хинганскому разлому величиной менее 1 мм/год, говорит о его неактивном состоянии на неотектоническом этапе развития рассматриваемой в исследовании территории. Это также подтверждается данными сейсмических наблюдений [4], которые показывают значительное сокращение численности и магнитуды землетрясений вдоль его простирания, по сравнению с внутренними участками, разделяемых им тектонических блоков.

Оценить параметры смещений по Итунь-Иланскому и Куканским разломам в настоящем исследовании не представляется возможным в силу недостаточной плотности пунктов геодинамического профиля. Однако, согласно результатам исследований, приведенным в работе [5], риск возникновения сильного землетрясения для территорий, прилегающих к этим разломам весьма велик. Авторы, основываясь на интерпретации спутниковых снимков высокого разрешения, обнаружили два сейсмогенных скарга возрастом первые тысячи лет протяженностью 70 и 20 км. Образование таких скарг, как правило, обуславливается значительными по магнитуде землетрясениями. Куканский разлом, входящий в зону разломов Тан-Лу, является восточным окончанием Центрально-Азиатского складчатого пояса и отделяет его от Тихоокеанского складчатого пояса, маркируя тем самым переход от чисто континентального типа литосферы к переходному типу континент-океан.

Своим простиранием упомянутые выше разломы выступают границами Урмийского и Баджальского блоков. Первый вместе с Среднеамурским блоком, относящиеся к структурам Среднеамурского бассейна, характеризуются спокойным тектоническим режимом, редкие, но достаточно сильные землетрясения [4] зарегистрированы только на его границах. Второй же наоборот, характеризуется рассеянной по всей площади сейсмичностью, в то время как его границы в поле сейсмичности практически не выражены. Такой режим, скорее всего, связан с незавершенным на этой территории этапом тектоно-магматической активизации, следы которой фиксируются в расположенных здесь телах вулканических кальдер, экстрезивных куполов и их цепочек [1].

Западный Сихотэ-Алинский блок представлен 3-мя точками KHAJ, ZMEY, SUKW. И если у первых двух разница в компонентах смещений не превосходит погрешность измерений, то анализируя параметры третьей точки и точки SUKO, находящейся в восточном Сихотэ-Алинском блоке, можно достоверно утверждать о постепенном сокращении восточной компоненты смещений по мере приближения к континентальной границе, что, несомненно, должно приводить к накоплению здесь существенных тектонических напряжений. Тектонический режим обоих блоков относительно спокойный, отмечается незначительная рассеянная сейсмичность [4], связанная с отмеченным выше процессом деформирования на выделяемой территории.

Достаточно четко охарактеризовать кинематику Центрального Сихотэ-Алинского разлома по полученным нами оценкам скорости смещений пунктов на его бортах не

представляется возможным в силу недостаточности серий наблюдений (полученная скорость смещения по бортам разлома сопоставима с погрешностью определения скоростей смещений пунктов). В поле сейсмичности разлом не выражается.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Издание третье. Дальневосточная серия. Листы: М-52 (Благовещенск), М-53 (Хабаровск). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2009.
2. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы Амуро-Зейского осадочного бассейна по профилю МТЗ г. Благовещенск - п. Биракан // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 2. С. 41-53.
3. Мирошниченко А.И., Сорокин А.П. и др. Космическая геодезия в задачах геодинамики: Современные движения в Зейско-Буреинском бассейне // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 1. С. 71-79.
4. International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2013.
5. Wei M., Yugang L. et al. Evidence for Holocene activity of the Yilan-Yitong fault, northeastern section of the Tan-Lu fault zone in Northeast China // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. Vol.67-68. P. 207-216.

УДК 55(1/9)

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СТРЕЛКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

В.А. Заика, zaikava@ignm.ru

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

Монголо-Охотский складчатый пояс один из крупнейших структурных элементов Азии. Однако, не смотря на пристальное внимание ученых к истории его формирования, многие вопросы его эволюции ещё не решены. Наиболее дискуссионными являются вопросы о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

Одним из источников информации, позволяющей внести определенный вклад в решение этого вопроса, являются сведения о возрасте, источниках сноса и тектонических условиях накопления терригенных пород мезозойских осадочных бассейнов, расположенных в пределах континентальных структур обрамления северной части Монголо-Охотского пояса и непосредственно сопряженных с этим поясом. В этой связи мы провели комплексные исследования юрских терригенных отложений, выполняющих Стрелкинскую впадину, которая вытянута в субширотном направлении вдоль границы между южной окраиной Селенгино-Станового супертеррейна и Монголо-Охотским складчатым поясом.

В строении Стрелкинской впадины выделяют [3, 5] следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх). Среднеюрская долохитская свита (расчленена на две подсвиты: нижнедолохитскую, верхнедолохитскую) и позднеюрско-раннемеловая холоджиканскую свиту. Нижнедолохитская подсвита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В составе верхнедолохитской подсвиты преобладают песчаники с редкими прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. Среднеюрский возраст долохитской свиты обоснован находками в низах ее разреза двустворчатых моллюсков *Dacriomya Subjakutica* Polub., *Meleagrinnella* (?) sp., аммонитов *Liostrea* (?) sp. ind. Холоджиканская свита сложена конгломератами, гравелитами или песчаниками средне-, грубо-, мелкозернистыми с примесью гравия, углистыми алевролитами и содержит флору, характерную для позднеюрского-раннемелового времени. Она

залегает с размывом и угловым несогласием на среднеюрских отложениях и на более древних породах района. Мощность свиты 940-2150 м.

Обращающим на себя внимание обстоятельством является более грубый состав отложений в северной части, примыкающей к окраине Селенгино-Станового супертеррейна, по сравнению с южной, граничащей с Монголо-Охотским складчатым поясом [5].

U-Th-Pb геохронологические исследования выполнены для детритовых цирконов из песчаника (обр. R-25) верхнедолохитской подсвиты в южной части впадины и цемента среднегалечного конгломерата (обр. К-9-2) этой же подсвиты в северной части впадины. Выделение циркона проведено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с помощью тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Подробное описание методики приведено на сайте www.laserchron.org. Конкордантные возрасты рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 [6]. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов использованы только concorдантные оценки возраста.

В ходе U-Th-Pb геохронологических исследований были проанализированы 115 зерен детритовых цирконов из цемента среднегалечного конгломерата (обр. К-9-2) concorдантные оценки возраста получены для 72 зерен. Они находятся в интервалах 213-162, 357-339, 2031-1862, 2260-2160, 2591-2381 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют 170, 179, 349, 1890, 2018, 2438, 2520 млн лет.

Из 125 изученных зерен детритовых цирконов из метапесчаников (обр. R-25) concorдантные оценки возраста получены для 113 зерен. Значения возрастов образуют интервалы 170-156, 222-178, 368-341 млн лет, а пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют 164, 196, 358 млн лет, кроме того, присутствует зерно с concorдантным возрастом 871 ± 16 млн лет.

Полученные результаты свидетельствуют о нижеследующем.

1) Мы проанализировали цирконы из песчаника (обр. R-25) и цемента конгломерата (обр. К-9-2) верхнедолохитской подсвиты, и в обоих случаях наиболее молодые цирконы имеют верхнеюрский возраст, что находится в противоречии со стратиграфическим среднеюрским возрастом свиты [3, 5], определенном на основании ископаемой фауны. Данное противоречие может объясняться тем, что фаунистически охарактеризована только нижнедолохитская подсвита, тогда как геохронологические исследования выполнены для цирконов из отложений верхнедолохитской подсвиты, которая, видимо, имеет более молодой возраст.

2) Возрастные структуры проанализированных выборок цирконов из песчаника (обр. R-25) и цемента конгломерата (обр. К-9-2) верхнедолохитской подсвиты, отобранных их различных участков Стрелкинской впадины, оказались совершенно различными. Если в цементе конгломерата (обр. К-9-2, северная часть впадины) в значительном количестве присутствуют раннедокембрийские (пики на кривой относительной вероятности возрастов - 1890, 2018, 2438, 2520 млн лет) и раннекаменноугольные (пик 349 млн лет) цирконы, то в песчанике (обр. R-25, южная часть впадины) первые полностью отсутствуют, а вторые встречаются лишь на минимально значимом уровне. Это обстоятельство указывает на то, что исследованные песчаники (обр. R-25) и конгломераты (обр. К-9-2) имеют совершенно разные источники кластического материала и не могут представлять ни единую свиту, ни единую осадочную последовательность, в целом.

3). Если учесть, что наиболее молодые палеоокеанические комплексы Монголо-Охотского пояса имеют ранне- или среднеюрский возраст [4], то Стрелкинская впадина, в породах которой присутствуют позднеюрские цирконы, начала формироваться после завершения орогенических процессов.

4). По нашему представлению, источником материала для конгломератов северной части Стрелкинской впадины, в цементе которых присутствует большое количество раннедокембрийских и раннекаменноугольных цирконов, являлась южная окраина Северо-

Азиатского кратона. Здесь широко представлены неоархейские породы станового комплекса, протолиты которых имеют возраст 2.6-2.9 млрд лет, а так же неоархейские и палеопротерозойские интрузии, претерпевших структурно-метаморфические преобразования на рубежах 2.6 и 1.9 млрд лет (см. обзор в [1, 2]). Источником обломочного материала для песчаников южной части Стрелкинской впадины, в которых полностью отсутствуют раннедокембрийские цирконы, явились складчатые сооружения Монголо-Охотского пояса.

Авторы выражают благодарность Е.Н. Воропаевой, О.Г. Медведевой (ИГиП ДВО РАН) за подготовку образцов для геохронологических исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-35-00002-мол-а).

Литература

1. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады академии наук. 2011. Т. 438. № 3. С. 355-359.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L., Ярмолук В.В., Хераскова Т.Н. Возраст и тектоническое положение метаморфического Станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. №4. С. 3-16.
3. Кошеленко В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Становая серия. Лист N-51-XVII. Редактор А.В. Пипич. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 2011.
4. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24-43.
5. Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
6. Ludwig, K. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. №4. 77 pp.

УДК 55(1/9)

SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЖАГДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.А. Заика, zaikava@ignm.ru, А.А. Сорокин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Монголо-Охотский складчатый пояс является одной из наиболее крупных структур Восточной Азии и обычно рассматривается как реликт одноименного палеоокеана [5], закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. Существующие в настоящее время геодинамические модели формирования Монголо-Охотского складчатого пояса имеют во многом противоречивый характер. В первую очередь это обусловлено недостатком геохронологических и изотопно-геохимических данных, позволяющих определить граничные условия для их разработки, и в том числе данных об областях и источниках сноса терригенных пород.

В данном сообщении представлены результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадков центральной части Джагдинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса.

Джагдинский террейн вытянут в субширотном направлении почти на 200 км при максимальной ширине 35-40 км и располагается между Унья-Бомским террейном и Долбырь-

Тунгалинским террейном. В его строении (снизу вверх) выделяют следующую последовательность стратифицированных образований [6]: условно нижнекаменноугольная джескогонская свита мощностью 1550 м (глинистые сланцы с прослоями разнозернистых полимиктовых песчаников, линзами известняков, конгломератов, гравелитов, зеленокаменных пород), верхнекаменноугольная нектерская свита мощностью 1050 м (филлитизированные алевролиты, глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых полимиктовых метапесчаников, кварциты, мрамора, слои и линзы зеленых сланцев), нижнепермская бочагорская свита мощностью 1650 м (филлиты, зеленые сланцы, кварциты с пластами и линзами кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, известняков мраморизованных и гематит-магнетитовых руд).

Породы указанных стратиграфических подразделений неравномерно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации [6]. В известняках нектерской свиты обнаружены фораминиферы *Triticites* ex gr. *parvulus* Schell., *T.* ex gr. *irregularis* Schell., характерные для конца позднего карбона [6]. Известняки бочагорской свиты содержат комплекс фораминифер и кораллов, среди которых *Pseudofusulina* cf. *uralica* Schelw., *Acervoschwagerina* sp., *Waagenophyllum* cf. *magnificum* Dougl. наиболее характерны для ассельского яруса нижней перми [6].

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены для метаосадочных пород, характеризующих все выделяемые в строении центральной части Джагдинского террейна стратиграфические подразделения (джескогонскую, нектерскую, бочагорскую свиты). При этом для данных исследований были выбраны образцы, для которых на основе петрографических и петрохимических данных установлено их соответствие кластическим осадочным породам.

Собственно Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511860$ в Nd стандарта La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило 0.51144 ± 10 ($n=12$). Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2sigma). Уровень холостого опыта - 0.05-0.2 нг Sm, 0.1-0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по [10] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$) и DM по [11] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2136$).

Полученные результаты приведены в таблице 1. Они свидетельствуют о том, что метаосадочные породы центральной части Джагдинского террейна характеризуются слабо варьирующими величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -2.7 \dots -7.5$ и оценками Nd-модельного возраста $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.0-1.5$ млрд лет.

Таблица 1 – Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород джескогонской, нектерской, бочагорской свит центральной части Джагдинского террейна

№ п/п	Номер Образца	Свита	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2 \sigma$ изм.)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн. лет
1	V-10	Бочагорская	2.92	15.15	0.1166	0.512253 ± 2	-7.5	1407
2	C-1285	Нектерская	3.12	14.75	0.1277	0.512292 ± 2	-6.8	1521
3	C-1285-9	Нектерская	4.93	24.98	0.1194	0.512490 ± 3	-2.9	1067
4	C-1288	Нектерская	4.29	20.17	0.1287	0.512397 ± 3	-4.7	1349
5	V-9	Нектерская	5.74	28.90	0.1201	0.512446 ± 2	-3.7	1148
6	V-28	Нектерская	5.57	31.55	0.1067	0.512397 ± 2	-4.7	1073
7	C-1286	Джескогонская	4.59	24.81	0.1119	0.512473 ± 2	-3.2	1015
8	C1289	Джескогонская	3.01	16.30	0.1117	0.512442 ± 3	-3.8	1060
9	C-1293	Джескогонская	3.57	19.53	0.1104	0.512487 ± 3	-2.9	980
10	V-11	Джескогонская	5.47	26.62	0.1242	0.512502 ± 6	-2.7	1105
11	V-40-2	Джескогонская	3.22	18.19	0.1069	0.512287 ± 3	-6.8	1231

Примечание. Величины ошибок (2σ) определения отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в качестве главных источников сноса протолитов метасадочных пород Джагдинского террейна выступали породы, которые характеризуются в среднем мезопротерозойскими оценками Nd модельных возрастов. Эти же данные дают веские основания полагать, что поступление терригенного материала в бассейн осадконакопления происходило преимущественно со стороны континентальных массивов, объединяемых в составе Амурского супертеррейна. Слагающие их разновозрастные магматические и осадочные комплексы, в основном, характеризуются соответствующими значениями Nd-модельных возрастов ($t_{Nd(DM)}=1.0 - 1.5$ млрд. лет) [7-9]. Поступление материала со стороны южной окраины Северо-Азиатского кратона либо отсутствовало, либо было минимальным, поскольку магматические и метаморфические комплексы этой структуры характеризуются существенно более древними величинами Nd-модельных возрастов ($t_{Nd(DM)}=2.0 - 3.2$ млрд лет [1-4]).

Авторы благодарят В.П. Ковача (ИГГД РАН) за выполнение Sm-Nd изотопно-геохимических исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00206).

Литература

1. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады академии наук. 2011. Т. 438. № 3. С. 355-359.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Метабазальты брятинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2012. Т. 20. №3. С.266-281.
3. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Яковлева С.З., Анисимова И.В. О возрасте усть-гилуйской толщи станового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады академии наук. 2012. Т.444. №4. С.402-406.
4. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L., Ярмолюк В.В., Хераскова Т.Н. Возраст и тектоническое положение метаморфического Станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. №4. С. 3-16.
5. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24-43.
6. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2007.
7. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Источники юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // Доклады АН. 2015. Т. 465. №6. С. 706-710.
8. Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П.. Позднепалеозойский урушинский магматический комплекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология. 2005. Т. 13. №6. С.654-670.
9. Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Источники позднемезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014. Т.22. №1. С. 72-84.
10. Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth and Planet Science Letters. 1984. V. 67. P. 137-150.
11. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planet Science Letters. 1988.V. 87. P. 249-265.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА УНЬЯ-БОМСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.А. Заика, zaikava@ignm.ru, А.А. Сорокин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Являясь одной из наиболее крупных структур Восточной Азии, Монголо-Охотский складчатый пояс рассматривается как реликт одноименного океана [1], закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. Разработанные к настоящему времени модели формирования пояса имеют во многом противоречивый характер, что обусловлено недостатком данных геохронологических и изотопно-геохимических, которые позволят определить граничные условия для их разработки, и в том числе данных об областях и источниках сноса терригенных пород.

В данном сообщении представлены результаты комплексных исследований метаосадочных пород Унья-Бомского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса, которые позволяют уточнить некоторые аспекты поздних этапов формирования этого пояса.

Унья-Бомский террейн вытянут в субширотном направлении почти на 180 км при максимальной ширине 15-20 км. Северная граница террейна перекрыта кайнозойскими отложениями Верхнезейской впадины. На северо-востоке по зонам Огодженонского и Ланского разломов граничит с Ланским террейном. По зоне Желтулинского разлома с юго-запада граничит с Джагдинским террейном. В его строении (снизу вверх) выделяются [2]: верхнетриасовая **муяканская свита** мощностью более 1 200 м (метапесчаники с прослоями и линзами филлитов, метаалевролитов, зелёных сланцев, туфопесчаников, седиментационных брекчий, туффитов), верхнетриасовая **нелская свита** мощностью до 1 200 м (филлиты, метаалевролиты и метапесчаники, часто флишоидно переслаивающиеся, реже зеленые и кремнистые сланцы, седиментационные брекчий), нижнеюрская **курнальская свита** мощностью до 2 000 м (разнозернистые полимиктовые метапесчаники, иногда туфогенные, филлитизированные алевролиты, седиментационные брекчий), среднеюрская **амканская свита** мощностью 1500 м (ритмично переслаивающиеся метапесчаники, метаалевролиты и метааргиллиты).

Породы указанных стратиграфических подразделений неравномерно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации [2]. Муяканская свита фаунистически не охарактеризована. Она отнесена к верхнему триасу на основании согласного залегания на ней нелской свиты с фауной карнийского и низов норийского ярусов верхнего триаса. Контакт нижнеюрской курнальской свиты с отложениями верхнего триаса повсеместно тектонический. Возраст курнальской свиты обосновывается находками раннеюрских криноидей [2]. Среднеюрский возраст амканской свиты предполагается на основании ее согласного залегания на нижнеюрской курнальской свите. Органических остатков амканская свита не содержит.

U-Th-Pb геохронологические исследования выполнены для детритовых цирконов из метаалевролитов (обр. V-41) нелской свиты, метаалевролитов (обр. С-1296) курнальской свиты и метаалевролитов (обр. С-1290) амканской свиты.

Выделение циркона проведено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с помощью тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Подробное описание методики приведено на сайте www.laserchron.org. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов использованы только конкордантные оценки возраста

("Concordia Age"), рассчитанные с использованием программного пакета Isoplot v. 4.15 [5].
Результаты исследований представлены на рисунке 1.

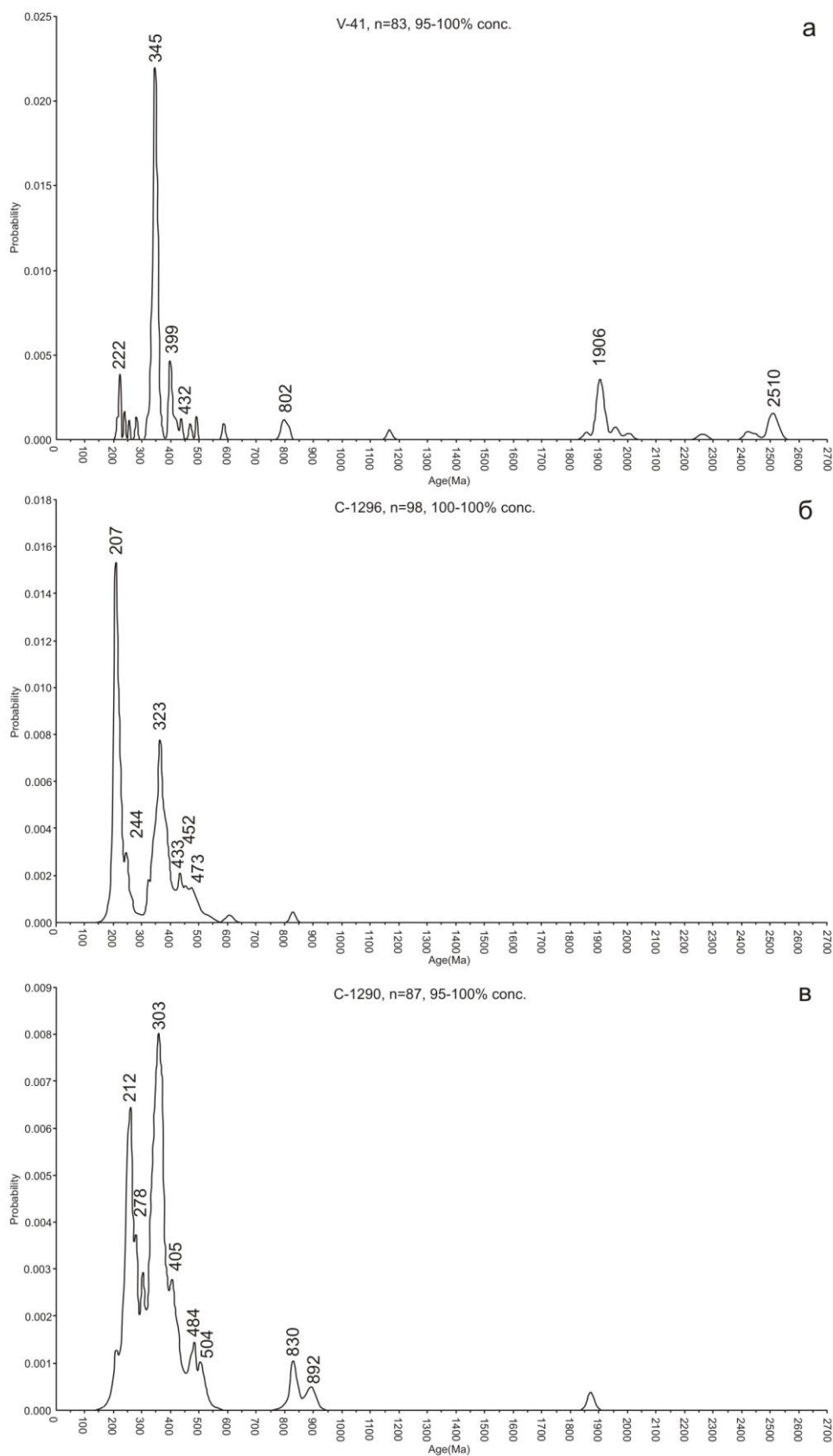


Рис. 1. Кривые относительной вероятности возрастов детритовых цирконов: а) из метаалевролита нелской свиты (обр. V-41); б) из метаалевролита курнальской свиты (обр. C-1296); в) из метаалевролита амканской свиты (обр. C-1290)

Из метаалевролитов нелской свиты (обр. V-41) были проанализированы 117 зерен детритовых цирконов, из которых для 83 получены конкордатные оценки возрастов (рис. 1а). Они находятся в интервалах 213-238, 318-359, 394-404, 791-812, 1855-2005, 2446-2532 млн лет, а пики на кривой вероятности возрастов соответствуют 222, 345, 399, 432, 802, 1906, 2510 млн лет, присутствуют четыре зерна с конкордатными оценками возраста 421, 437, 469, 490 млн лет.

Из метаалевролитов курнальской свиты (обр. С-1296) было проанализировано 126 зерен, из которых 98 кристаллов имеют конкордатные оценки возрастов (рис. 1б). Возрасты цирконов находятся в интервале 195-522 млн лет, а пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют 207, 244, 323, 362, 433, 452, 473 млн лет, кроме того, присутствует два зерна с конкордатным возрастом 606, 828 млн лет.

В ходе U-Th-Pb геохронологических исследований были проанализированы 122 зерна детритовых цирконов из метаалевролитов амканской свиты (обр. С-1290) конкордантные оценки возраста получены для 87 зерен (рис. 1в). Они находятся в интервалах 211-515, 823-895, одно зерно имеет конкордатный возраст 1872 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют 212, 260, 278, 303, 358, 405, 484, 504, 830, 892 млн лет.

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены для четырех образцов метаалевролитов амканской и курнальской свит, наименее претерпевших вторичные преобразования. Исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511115$ в Nd стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n=10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [4] и деплетированной мантии (DM) по [3].

Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований свидетельствуют о том, что метаосадочные породы Унья-Бомского террейна характеризуются слабо отрицательными величинами $\square_{\text{Nd}(0)}$ от -3.9 до -6.0 и мезопротерозойскими значениями модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}} = 1.4-1.2$ млрд лет.

Полученные результаты исследований позволяют обратить внимание на следующие обстоятельства:

1) Возраст (см. рис. 1) наиболее молодых цирконов в метаалевролитах курнальской свиты (195 ± 4 , 196 ± 6 млн лет) оказался моложе, чем таковой в метаалевролитах амканской свиты (210 ± 19 , 211 ± 8 млн лет). Это указывает на то, что взаимоотношение этих свит и/или возраст амканской свиты требует уточнения.

2) Распределение возрастов обломочных цирконов в метаалевролитах курнальской и амканской свит достаточно однотипно (рис. 1). Это выражается в присутствии близких по возрасту главных популяций цирконов (пики 207-212 млн лет, 244-260 млн лет, 358-362 млн лет, 433-484 млн лет) при полном отсутствии раннедокембрийских цирконов. В метаалевролитах нелской свиты, наряду с палеозойскими и раннемезозойскими цирконами значимую роль играют палеопротерозойские (пик 1906 млн лет) и архейские (пик 2510 млн лет) цирконы.

3) Sm-Nd изотопные характеристики нижнемезозойских метаосадочных комплексах Унья-Бомского террейна достаточно близки друг другу. В то же время следует обратить внимание на то, что метаалевролиты нелской свиты имеют наиболее древний модельный возраст.

В целом, следует отметить, что метаосадочные комплексы Унья-Бомского террейна являются наиболее молодыми палеоокеаническими образованиями Монголо-Охотского пояса [1] и, по-видимому, могут рассматриваться в качестве остаточного океанического бассейна, возникшего в "зазорах" между смыкающимися континентальными окраинами.

Относительно молодые Nd-модельные возрасты метаосадочных пород курнальской и амканской свит, отсутствие в них раннедокембрийских цирконов свидетельствует о том, что поступление терригенного материала при их накоплении происходило преимущественно со стороны континентальных массивов Амурского супертеррейна (с юга в современных координатах).

Более древний Nd-модельный возраст метаосадочных пород нелской свиты, а так же присутствие в них цирконов раннедокембрийского возраста указывает на наличие дополнительного (более древнего) источника обломочного материала. По всей вероятности, в роли этого источника могут выступать метаморфические и магматические комплексы окраины Северо-Азиатского кратона и поступление этого древнего материала происходило с севера (в современных координатах).

Если учесть, что наиболее молодые цирконы в отложениях Унья-Бомского террейна имеют возраст 195 ± 4 , 196 ± 6 млн лет, а в отложениях орогенной Стрелкинской впадины - 156 ± 4 млн лет, 162 ± 4 млн лет, то заключительная стадия процесса формирования Монголо-Охотского пояса, как горно-складчатого сооружения, завершилась не позднее средней юры (включительно).

Авторы благодарят сотрудников Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву (Институт геологии и природопользования ДВО РАН) за подготовку образцов для геохронологических исследований, В.П.Ковача (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН) за выполнение Sm-Nd изотопно-геохимических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 18-17-00002).

Литература

1. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология . 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
2. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
3. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planet Science Letters. 1988.V. 87. P. 249-265.
4. Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth and Planet Science Letters. 1984. V. 67. P. 137-150.
5. Ludwig, K. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. №4. 77 pp.

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ГАМОВСКОГО КАНЬОНА (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

С.А. Зверев, А.С. Теличко, zverev_84@mail.ru

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
(ТОИ ДВО РАН), Владивосток, Россия

В 2013 и 2015 гг. выполнена детальная гидромагнитная съемка большого Гамовского каньона и прилегающего участка континентального склона. Для картирования и выделения низкоамплитудных аномалий, представляющих поисковый интерес, повышена точность геомагнитных измерений и точность их географической привязки. Это достигнуто за счёт использования, разработанных в лаборатории электромагнитных полей и лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН, регистрирующего оборудования, программного обеспечения, а также методических приёмов измерений и обработки данных. Среднеквадратическая погрешность съемки, оцененная на основании двойных равноточных наблюдений в узлах пересечения профилей, составила 1,21 нТл, что соответствует высокоточным геомагнитным измерениям на море.

Аномальное магнитное поле (АМП) каньона неоднородно, характеризуется положительными и отрицательными амплитудами. Отрицательная магнитная аномалия овальной формы имеет юзз-свв простирание. Происходит увеличение амплитуды АМП в южном и северном направлении. В северной части района выделены локальные низкоамплитудные положительные магнитные аномалии (Рис. 1).

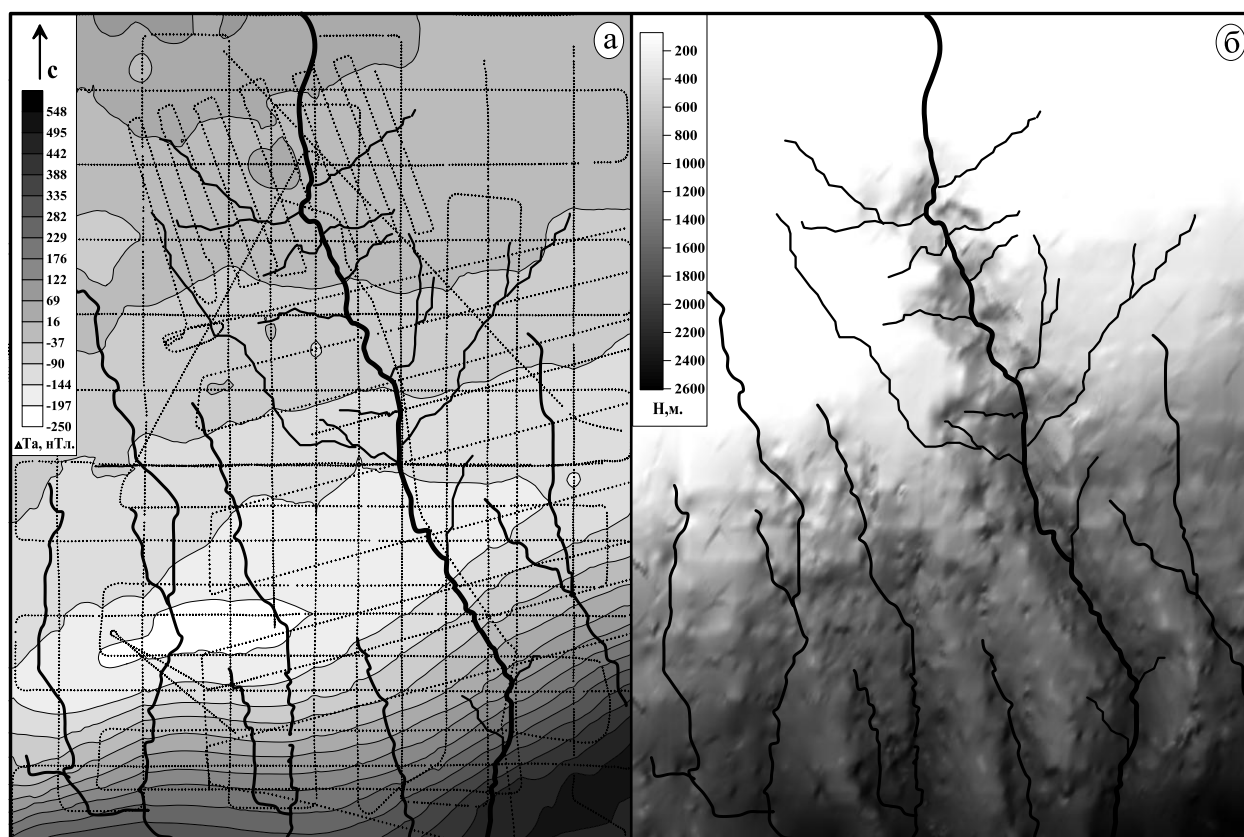


Рис. 1. Корреляция магнитного поля (а) с рельефом дна (б) Гамовского каньона.

В южной части увеличение амплитуды АМП происходит интенсивнее в направлении понижения глубины моря на континентальном склоне. В северной части наблюдается прямая корреляция АМП и рельефа, в южной части обратная корреляция этих параметров. Возможно, положительная магнитная аномалия в глубинной части Гамовского каньона определяется намагниченностью вулканогенного материала, предположительно эффузивов [1].

Морфоструктурные особенности Гамовского каньона не отражены в АМП. Это косвенно свидетельствует о наличии мощного слабомагнитного осадочного покрова отложений «русла?». Возможная модель палеорусла Гамовского каньона, показана на рис. (а) и (б) толстыми извилистыми линиями. Формирование толщи русловых отложений и рельефообразование на участке большого Гамовского каньона может быть результатом деятельности мутьевых суспензионных потоков, обладающих значительной разрушительной силой, приводящей к углублению каньона и эрозии его стенок.

Литература

1. Астахов А.С., Аксентов К.И., Белоус О.В., Гуленко Т.А., Жуковин А.Ю., Карнаух В.Н., Яновская О.С. Геологические и геоэкологические исследования в Японском море в рейсе № 45 НИС “Профессор Гагаринский” (октябрь-ноябрь 2009 г.) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 1. С. 119-124.

УДК 553.3/4:551.7.03

⁴⁰Ar/³⁹Ar ВОЗРАСТ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛБЫН (МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

А.Ю. Кадашникова¹, askad7497@mail.ru, А.А. Сорокин¹, А.В. Пономарчук²,
А.В. Травин², В.А. Пономарчук^{2,3}

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

³ Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск

Проблема связи геодинамики, магматизма и формирования месторождений полезных ископаемых относятся к числу наиболее актуальных проблем геологии и на протяжении нескольких десятилетий является предметом острых дискуссий. Решение этой проблемы невозможно без получения надежных геохронологических данных о возрасте гидротермальных рудных процессов и определения их места в истории формирования крупных геологических структур. Монголо-Охотский складчатый пояс, являющийся одной из главнейших структур Центральной и Восточной Азии, может служить весьма благоприятным объектом для исследований в этом направлении.

В данной работе приведены результаты исследования гидротермальных рудных метасоматитов золоторудного месторождения Албын – одного из наиболее значимых месторождений на Дальнем Востоке.

Месторождение Албын находится в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, наряду с такими золоторудными месторождениями как Токур, Сагур, Маломыр, Унгличикан, Ворошиловское и др. (см. обзор в [1,8,15]). Оно входит в состав Харгинского рудного поля и расположено в пределах Селемджино-Кербинской структурной зоны [8] или одноименного террейна аккреционного клина [9].

Месторождение локализовано в поле развития образований афанасьевской и златоустовской свит. В составе афанасьевской свиты (по [1]) резко преобладают мусковит-

кварц-альбитовые, мусковит-альбит-кварцевые, альбит-хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы. Общая мощность свиты превышает 1200 м. Это наиболее метаморфизованные образования Селемджино-Кербинского террейна и нередко они рассматриваются в качестве "купола" [8]. Возраст афанасьевской свиты не определен и представления о нем менялись в широких пределах (от архея до позднего палеозоя). В настоящее время в легендах геологических карт последнего поколения [1] свита условно отнесена к нижнему палеозою. Златоустовская свита (по [1]) сложена кварц-серицитовыми, часто углеродсодержащими сланцами, эпидот-актинолит-альбитовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, хлорит-актинолит-кварц-альбитовыми, мусковит-кварц-альбитовыми сланцами, метапесчаниками, филлитизированными глинистыми сланцами, metabазальтами, мраморизованными известняками. Общая мощность свиты превышает 1600 м. Характерным признаком свиты является наличие углеродсодержащих сланцев. Контакт златоустовской и афанасьевской свит – тектонический. В метатерригенных породах, включаемых в состав златоустовской свиты, обнаружены формы микроспор, характерные для среднего карбона [1] и на этом основании в легендах геологических карт последнего поколения возраст свиты принимается среднекаменноугольным.

Интрузивные породы в пределах рудного поля (по [1]) представлены условно позднекаменноугольными габбро, габбродиоритами, гранодиоритами, плагиогранитами златоустовского комплекса, субвулканическими трахириолитами раннемелового унериканского комплекса, дайками диоритовых порфириров позднемеловых селитканского и баджалодуссеалинского комплексов.

В пределах рудного поля наибольший промышленный интерес представляет широтная Албынская рудная зона, которая прослеживается в виде мощной полосы метасоматически измененных пород, контролируемой пологопадающей в северном направлении тектонической зоной интенсивного кливажа, милонитизации, микроскладчатости [1,6]. Метасоматиты Албынской рудной зоны развиты по слюдистым сланцам афанасьевской свиты и телам metabазитов златоустовского комплекса.

Близмеридиональными разломами (Дайковый и Меридиональный) Албынская рудная зона разделена на три части: западную, центральную и восточную [13]. Основные запасы (90-95 % от общего баланса запасов) золота месторождения сосредоточены в центральной части Албынской рудной зоны [5]. В пределах этой части рудной зоны в метасоматитах альбитового, кварц-альбитового, слюдисто-альбит-кварцевого, хлорит-кварц-серицитового составов опробованием выявлены пять пологозалегающих широтно ориентированных сближенных рудных тел мощностью 3.8-6.5 м, прослеженных по горизонтали на 500-1800 м и на глубину 110-320 м [6,13]. Протяженность отдельных рудных тел по простиранию составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров и более [5].

Для установления возраста проявления гидротермальных процессов, нами были проведены геохронологические ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) исследования полевошпат-слюдистых метасоматитов рудных тел 1 и 2, а также углеродсодержащих кварц-полевошпат-слюдистых сланцев афанасьевской свиты.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в работах [14]. Отбор монофракций проводился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25–0.15 мм. Изотопный состав аргона измерялся на массспектрометре Noble gas 5400 фирмы MicroMass (Англия). При обработке результатов учитывались рекомендации, опубликованные в работах [16,17].

Результаты проведенных исследований (рис.1) свидетельствует о том, что возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию месторождения Албын, составляет 135-128 млн. лет. Близкая оценка возраста ранее получена для рудных метасоматитов месторождения Маломыр (~ 133-132 млн. лет) [11], также расположенного в Селемджино-Кербинской структурной зоне восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. С другой стороны, известна оценка возраста гидротермального рудного процесса золоторудного месторождения Токур, которая составляет 122 ± 2 млн. лет [10]. Эти данные в

первом приближении могут указывать на наличие двух этапов рудообразования (~ 135–128 млн. лет и ~ 122 млн. лет) в пределах восточной части Монголо-Охотского пояса, но этот тезис нуждается в подтверждении результатами дальнейших исследований.

Как показывает практика, в большинстве случаев геохронологические исследования позволяют связать рудообразующий процесс с тем или иным магматическим комплексом. Однако в нашем случае это оказалось затруднительным. Выше отмечалось, что наиболее ранние интрузивные породы в пределах Албынского рудного поля представлены условно позднекаменноугольными габбро, габбродиоритами, гранодиоритами, плагиогранитами златоустовского комплекса [1]. По нашим данным возраст гранитоидов этого комплекса не позднекаменноугольный, а пермский (~ 268 млн лет [9].), но в любом случае этот комплекс существенно более древний по отношению к оруденению. Субвулканические тела унериканского комплекса, а также дайки селетканского и баджало-дуссеалинского комплексов, которые встречаются в пределах рудного поля, имеют, наоборот, более молодой возраст (моложе 105 млн. лет) [1,2,3,12]).

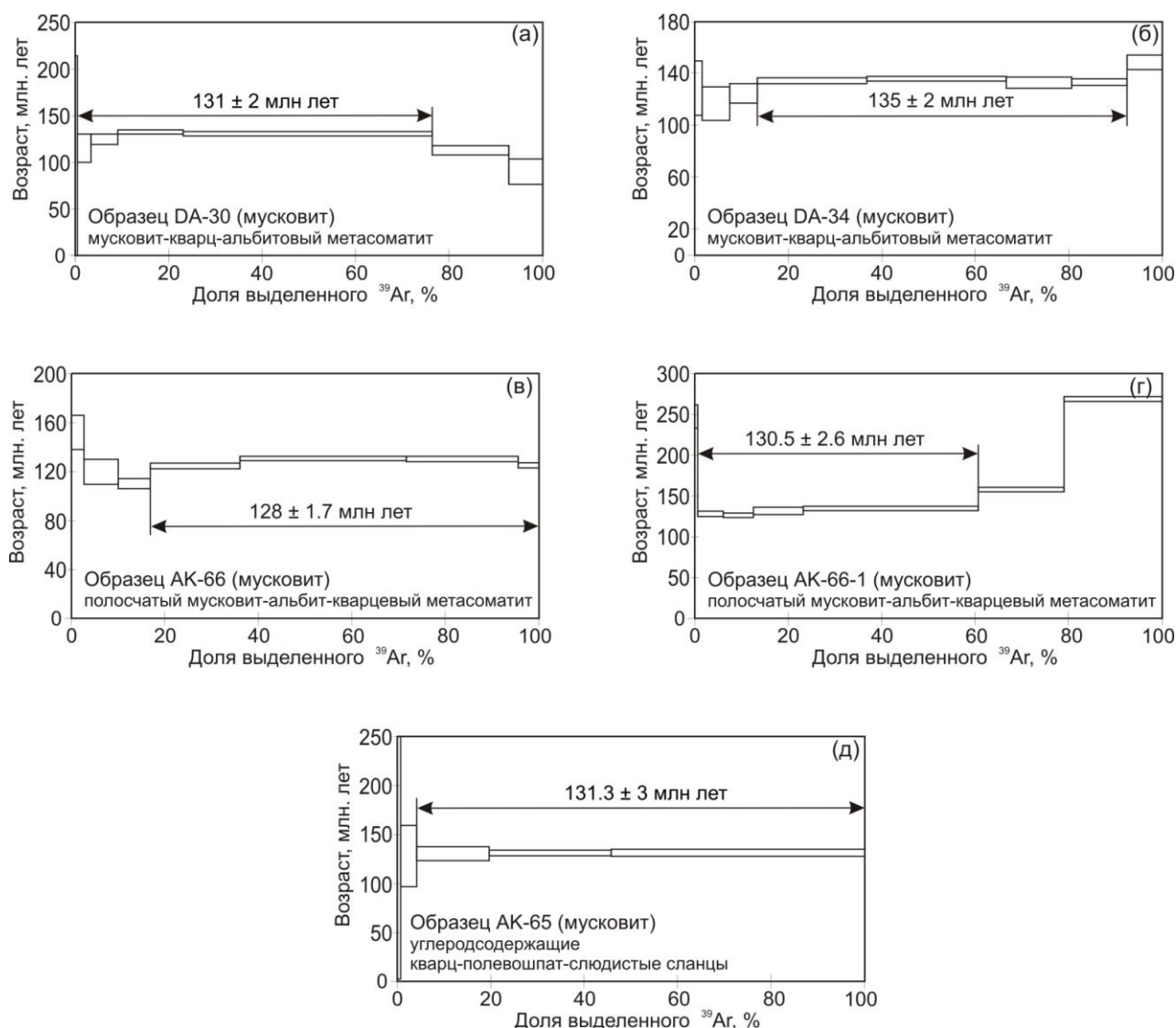


Рис. 1. Графики ступенчатого прогрева для минеральных фракций из гидротермальных рудных образований и вмещающих пород месторождения Албын. Номера образцов соответствуют номерам в тексте.

Возрасты приведены с погрешностью $\pm 2\sigma$.

Приведенные выше материалы указывают на то, что связать проявления гидротермальных рудных процессов месторождения Албын со становлением какого-то

магматического комплекса не представляется возможным. Отметим, что ранее такой же вывод был сделан и на основании результатов проведения геохронологических исследований рудных метасоматитов и даек месторождения Маломыр [11].

В тоже время следует обратить внимание на два момента. Во-первых, возраст термального события, наложенного на вмещающие породы афанасьевской свиты (обр. АК-65, рис. 1) в пределах месторождения Албын составляет 131 ± 3 млн лет, что, вероятно, является свидетельством регионального характера этого события. Во-вторых, на аргонogramмах метасоматитов месторождений Албын и Маломыр присутствуют ступени с возрастaми ~ 140 – 150 млн лет. Этот возраст достаточно близок к возрастaу проявления последнего этапа регионального метаморфизма в пределах северного континентального обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, связываемого с заключительными этапaми формирования орогенных структур Монголо-Охотского пояса [4]. В этой связи нельзя исключать того, что дислокации, сопровождаемые гидротермальной деятельностью, и сыграли значимую роль в мобилизации, перераспределении рудного вещества и формировании месторождений Албын и Маломыр.

Авторы выражают благодарность руководству ЗАО ГК "Петропавловск", ООО "Албынский рудник", ООО "РЕГИС" за помощь в организации полевых работ и сборе материалов. Кроме того мы признательны О.Н.Белозеровой за подготовку образцов для геохронологических исследований.

Исследования (в части полевых работ и датирования вмещающих пород) выполнены при поддержке Программы ДВО РАН "Дальний Восток", (проект 18-2-001), а так же (в части датирования гидротермальных рудных метасоматитов) при поддержке Российского научного фонда (проект №18-17-00002).

Литература

1. Агафоненко С.Г., Сережников А.Н., Яшнов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXX / Под ред. Махихина А.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
2. Дербекo И.М., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Первые геохронологические данные лав кислого состава Эзоп-Ямалинской вулканo-плутонической зоны Хинганo-Охотского вулканогенного пояса // Доклады Академии наук. 2008. Т. 419. № 1. С. 95-99.
3. Дербекo И.М., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Возраст кислого вулканизма Селитканской зоны Хинганo-Охотского вулканo-плутонического пояса (Дальний Восток России) // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 2. С. 221-225
4. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Доклады Академии наук. 2006. Т. 409. № 2. С. 222–226.
5. Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы Приамурской золотоносной провинции. Часть 2. Центральная часть провинции. Благовещенск: АмГУ, 2014. – 300 с.
6. Пересторонин А.Е., Степанов В.А. Золоторудное месторождение Албын // Известия вузов. Геология и разведка. 2015. № 4. С. 22-30.
7. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Токско-Алгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Доклады Академии наук. 2006. Т. 409. № 5. С. 652-657.
8. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Масштаб 1: 000 000. Лист N-52, Зея / Под. ред. Вольского А.С. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2005.
9. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. и др. Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2003. Т. 392. № 6. С. 807-812.
10. Сорокин А.А., Остапенко Н.С., Пономарчук В.А. и др. Возраст адуляра из жил золоторудного месторождения Токур (Монголо-Охотский орогенный пояс, Россия): результаты датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 3. С. 297-304.
11. Сорокин А.А., Пономарчук А.В., Бучко И.В. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст золотого оруденения месторождения Маломыр (восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2016. Т. 466. № 2. С. 207-212.
12. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности

- вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 4. С. 473-485.
13. Степанов В.А. Мельников А.В. Месторождения золото-кварцевой формации Приамурской провинции // Записки Горного института. 2017. Т. 223. С. 20-29.
14. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181-1199.
15. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток, Дальнаука, 2002, – 194 с..
16. Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 15–32.
17. Gustafson L.B., Orquera W., McWilliam M. et al. Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto District, El Salvador, Chile // Econ. Geol. 2001. V. 96. P. 325–350.

УДК 552.11+552.321.5:6+553.3.072

МАРИНКИН УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАССИВ, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА – ГЕОДИНАМИКА И СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩЕГО КОМПЛЕКСА

Е.В. Кислов¹, evg-kislov@yandex.ru, А.В. Малышев¹, В.В. Вантеев^{1,2}

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

² Бурятский госуниверситет, г. Улан-Удэ

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив закартирован Г.А. Кибановым в 1961-63 гг. с положительной рекомендацией на никель. В 1964 г. В.С. Косинов при геологической съемке 1:50 000 отметил вкрапленность сульфидов в ультраосновных породах. В 1968 г. Э.Л. Прудовский [1] описал интрузив и вскрыл зоны медно-никелевого оруденения. Впоследствии изучалась в основном петрология плутона [2-7].

Массив находится в бассейне руч. Маринкин в правом борту верхнего течения р. Тулдунь (левый приток р. Витим) против устья р. Ирокинда. Он находится в южной части Келяно-Иракидинской структурно-формационной зоны, в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы, контролируется зоной Келяно-Ирокидинского глубинного разлома. К этому типоморфному интрузиву маринкинского комплекса, возможно близки по составу не изученные габброидные тела, расположенные южнее и западнее на площади около 300 кв. км [4].

Породы Маринкина массива в восточной и северной части прорывают нижнепротерозойские ороговикованные породы нижегорбылокской свиты, в остальных участках они рвутся палеозойскими (?) гранитоидами. С северо-востока он ограничен мезокайнозойской Телешминской депрессией и, по-видимому, частично перекрыт плейстоцен-голоценовыми аллювиально-пролювиальными и озерными отложениями. Мелкие ксенолиты рассланцованных диабазов наблюдались на северо-западном фланге интрузива. Выход массива имеет причудливую конфигурацию. Вдоль длинной оси северо-западного ($320-330^\circ$) направления плутон прослеживается на 5,5 км. Максимальная ширина в северо-западной части 4 км, в средней – 2 км. Площадь 11 кв. км. Врез руч. Маринкин полностью вскрывает массив по вертикали на 700 м - в русле обнажаются метаморфизованные основные эффузивы.

Маринкин массив концентрически-зональный. В его центре находятся дуниты и плагиодуниты, слагающие вытянутое в субмеридиональном направлении тело в форме эллипса площадью около 2 кв. км. Ультрамафиты часто изменены до серпентинитов и серпентин-актинолитовых пород. Габбро и троктолиты практически полностью замещены в результате постмагматических процессов и воздействия гранитоидов цоизитовыми, цоизит- и соссюрит-

актинолитовыми породами. Трахитоидность и полосчатость имеет крутое падение 45-80°. Интрузивные контакты ультраосновных и основных пород не зафиксированы, по-видимому, их можно отнести к внутрикамерным дифференциатам исходной магмы. Среди ультрамафитов больше плагиодунитов, причем содержание плагиоклаза увеличивается в сторону контактов с основными породами. Хорошо выраженная расслоенность с вариациями от плагиодунитов до анортозитов развита на периферии ультрамафитов. Есть участки как ритмичного переслаивания, так и с незакономерного чередования пород, флексутообразных изгибов, асимметричности и резкого выклинивания слоев.

Остальная часть массива, за исключением преобладающих полей развития измененных под воздействием гранитоидов пород, сложена преимущественно равномернозернистыми лейкотроктолитами с довольно устойчивым соотношением количеств плагиоклаза (~70-80%) и оливина (~15-25%). К мафитовой группе пород относятся также габбро, габбронориты и оливиновые нориты, обнаруженные в северо-западной части плутона среди цоизитовых пород. В троктолитах имеются дайки субультрамафитового и ультрамафитового состава, мало отличающиеся от ультраосновных пород центральной части массива. Жильные породы распространены мало и представлены дайками габброноритовых пегматитов и диабазовых порфириров. Они имеют северо-западное направление при мощности от 10 до 50 см.

Минералы достаточно постоянные по составу. Оливин - хризолит ($f=9-16,3\%$), плагиоклаз – битовнит, реже анортит (An_{70-94}), клинопироксен – субкальциевый низкоглиноземистый высокомагнезиальный авгит ($f=13-23\%$), ортопироксен – алюмобронзит ($f=16,2\%$), амфибол - низкотитанистая роговая обманка ($f=19\%$), содержание Cr_2O_3 в хромшпинелях 19-32% [2]. Распространена зеленая шпинель.

По петро- и геохимическим особенностям установлено сходство пород Маринкинского массива с Йоко-Довыренским и Талажинским интрузивами. При этом в Маринкинском заметно выше отношение $Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO)$, ниже отношение $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ и содержание FeO в дунитах, что может быть объяснено серпентинизацией.

В породах интрузива невысокие концентрации РЗЭ, менее 10 хондритовых единиц, пологие отрицательные спектры. Обогащение легкими лантаноидами подчеркивается тем, что значение $(La/Yb)_n$, нормализованное по хондриту, составляет 2,5-6,4. При этом достаточно крутой отрицательный наклон на отрезке La-Sm ($(La/Sm)_N=1,60-4,21$), почти плоское или слабо прогрессирующее обогащением от Gd до Lu ($(Gd/Yb)_N=0,28-0,98$) и во всех результатах яркое проявление положительной Eu аномалии ($(Eu/Eu^*)_N=1,7-3,2$), показывающая фракционирование плагиоклаза. Спектры РЗЭ также однотипны с Йоко-Довыренским и Талажинским интрузивами.

Это может свидетельствовать, что Маринкин плутон, подобно Йоко-Довыренскому и Талажинскому, относится к дунит-троктолит-анортозитовой формации, хотя морфология массивов и процентное соотношение пород различны. В целом петро- и геохимические особенности пород Маринкина массива соответствуют фракционированию оливина и основного плагиоклаза. При этом мультиэлементные диаграммы, нормированных на примитивную мантию, демонстрируют минимумы Ta, Hf, Ti и Zr, обогащение LILE и Sr, что, как и преобладание легких РЗЭ, характерно для остороводужных базальтов.

По данным Sm-Nd метода, возраст Маринкина интрузива составляет 825 ± 12 млн. лет [3], он отнесен к островодужной ассоциации [6]. Сравнение спектров РЗЭ с данными по другим островодужным массивам (Аккермановский, Кирпичнинский, Булгинский, Гальмознанский, Лукиндинский, Мунилканский, Нуралинский, платиноносный пояс Урала) показало их сходство. Формирование Маринкина массива проходило в неопротерозойский этап ультрамафит-мафитового магматизма юго-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы, связанным с формированием Байкало-Муйского океанического бассейна Палеоазиатского океана и Келянской островодужной системы.

Сульфидное медно-никелевое оруденение локализуется в пределах ядра. Отмечена как площадная редкая рассеянная вкрапленность, так и линейные зоны прожилково-вкрапленной минерализации.

Рассеянная вкрапленность преимущественно пирротина и пентландита характерна для всех пород. Количество сульфидов обычно не превышает 0,5-1% породы. Характерны мелкие вкрапленники пентландита и троилита, реже мономинеральные. В свежих породах мелкие (0,03-0,35 мм, иногда до 1 мм) изометричные до угловатых вкрапленники находятся в интерстициях оливина. Встречаются цепочкообразные выделения по стыкам и трещинкам зерен. Наблюдались очень мелкие (<0,01 мм) эмульсионные и каплевидные включения в оливине и плагиоклазе. Пентландита обычно больше троилита до девятикратного преобладания, иногда их количество одинаковое. Редко в пентландите встречается маккиनावит. Халькопирит очень редок, отдельные зерна отмечаются по границам сульфидов, в прожилках вторичных минералов, отмечены пластинчатые структуры распада твердого раствора в кубаните. При серпентинизации сульфиды замещаются магнетитом, халькопирита становится больше. Соотношения пентландита и троилита в измененных породах сохраняются. Сульфидная минерализация троктолитов аналогична, но троилита (пирротина) больше, он преобладает над пентландитом.

Э.Л. Прудовский вскрыл две зоны гнездово-вкрапленного оруденения северо-западного простирания 100×500 и 100×750 м. Максимальные содержания: Ni до 0,6%, Co - 0,08%, Cu - 0,15%. Преобладает рассеянная вкрапленность, но в брекчированных породах содержание сульфидов превышает 10%, наблюдаются ветвистые прожилки и маломощные линзочки сульфидов длиной до 1-1,5 см. Прожилки могут быть до 10-15 см длиной и 0,1-0,2 см шириной. Вкрапленники сульфидов обычно размером 0,5-2 мм, реже 2-4 мм. Преобладают пирротин, пентландит, реже халькопирит, часто встречаются хромит и магнетит, второстепенные - халькозин и виоларит. Пирротин ксеноморфный, в интерстициях оливина. Иногда он обволакивает зерна оливина или проникает в него тончайшими пленками по трещинам. В пирротине встречаются пластинки троилита. Пентландит и пирротин обычно тесно ассоциируют, формируя единые зерна. Реже встречаются самостоятельные неправильные выделения пентландита. Он составляет 30-60% объема сульфидов. Часто по пентландиту развивается виоларит. Халькопирит значительно меньше, он более поздний. Пирротин и пентландит бывают окружены халькопиритом, иногда замещаются им. Изредка халькопирит слагает мелкие прожилки, замещаемые халькозином. Сульфиды образуются позже оливина и хромита.

С целью выяснения источника серы был проанализирован изотопный состав серы сульфидов вмещающих амфиболитов из вреза руч. Маринкин, показавший результаты $\delta^{34}\text{S}$ 2,2 и 1,4 ‰, а также сульфидов сборной пробы дунитов - 1,6 ‰. Полученные данные не позволяют судить об источнике серы. Рассеянная сульфидная вкрапленность первого типа имеет ликвационное происхождение на магматической стадии. Об этом говорят мелкие каплевидные включения сульфидов в оливине. Второй тип минерализации очевидно связан с поздней стадией, на что указывают прожилки сульфидов в серпентинизированных ультрамафитах. Это оруденение определяется протяженными зонами брекчирования и трещиноватости. Оно зафиксировано в гольцовой части интрузива на 1 км выше долины р. Тулдуень. В то же время руч. Маринкин вскрывает вмещающие массив породы нижнего контакта. Из этого можно заключить, что богатые сульфидные медно-никелевые руды можно ожидать в придонной части ультраосновного ядра. Такие руды могут быть доступны штольневым способом из долин рек.

По данным Территориального агентства по недропользованию по Республике Бурятия, породы дунит-плагиодунитового ядра Маринкинского массива содержат Pt до 0,5 г/т; Pd до 0,65 г/т. Результаты выполненных нами анализов не превышают 210 мг/т Pt. Этот вопрос нуждается в дальнейшем исследовании.

Таким образом, Маринкин массив концентрически-зонального строения характеризуется ярко выраженной ультрамафитовой частью. Интрузив относится к островодужным комплексам, связанным с закрытием в позднем протерозое Палеоазиатского океана. Сульфидное медно-никелевое оруденение сосредоточено в ультраосновном ядре, нуждается в изучении на глубину.

Литература

1. Прудовский Э.Л., Грудинин М.И. Особенности геологического строения и вещественного состава дунит-троктолитового массива Маринкин (Средне-Витимская горная страна) // Геологические формации Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1972. С. 13-14.
2. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. и др. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.
3. Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.
4. Кислов Е.В., Малышев А.В., Орсов Д.А. и др. Маринкин массив – платинометалльно-медно-никелевое рудопроявление в Средне-Витимской горной стране // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 1. С. 222-225.
5. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
6. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
7. Kislov E.V., Malyshev A.V., Orsoev D.A., Marinkin massif – platinum metals-nickel-copper locality at Middle Vitim mountain region, East Siberia // Northwestern Geology. 2009. V. 42. 185-188.
8. Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З. и др. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. АН. 1998. т. 360, №1. С. 88-92.

УДК 551.7

О ВОЗРАСТЕ УСЛОВНО РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ДРЕВНЕБУРЕЙНСКОГО И НЯТЫГРАНСКОГО ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Р.О.Овчинников¹, roman11021992@mail.ru, А.А.Сорокин¹, Н.М.Кудряшов²

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

² Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

Выделение возрастных рубежей проявления магматизма в истории геологического развития континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса является необходимым условием для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли. При этом особое значение имеет реконструкция наиболее ранних геологических процессов.

Буреинский континентальный массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, и является одной из составных частей Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [5].

К наиболее древним геологическим комплексам в строении Буреинского массива относятся биотитовые, двуслюдяные гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты амурской серии, которым традиционно приписывается верхнеархейский или нижнепротерозойский возраст [3]. С указанными метаморфическими комплексами пространственно сопряжены тела габбро-амфиболитов амурского комплекса и гнейсовидных гранитоидов древнебуреинского комплекса, которые условно относятся к позднему архею [2] или раннему протерозою [1] возраст.

Раннепротерозойский возраст традиционно приписывается слюдяным, часто углеродистым сланцам с пластами кварцитов и мраморов нятыгранской свиты, а также интрузиям метаморфизованных габбродов и гранитоидов нятыгранского интрузивного комплекса [3]. Однако в результате геохронологических исследований было установлено, что

магматические породы нятыгранского интрузивного комплекса имеют позднепротерозойский, а не как считалось ранее – раннепротерозойский возраст [4].

К следующему (условно позднепротерозойскому) структурному звену в схемах расчленения и корреляции геологических комплексов относятся терригенные, терригенно-карбонатные и вулканические отложения, слагающие многочисленные, но незначительные по размерам тектонические блоки в различных частях массива. Однако, достоверные данные, об их возрасте отсутствуют [5].

В связи с тем, что достоверные данные о возрасте интрузивных пород древнебуреинского и нятыгранского комплексов северной части Буреинского континентального массива отсутствуют, мы провели петрографические, геохимические и геохронологические исследования гнейсовидных гранитов древнебуреинского комплекса и рассланцованных гранитов нятыгранского комплекса в указанной части Буреинского массива.

Гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса на правом берегу р. Иса (бассейн р. Селемджа) образуют массив, площадью более 50 км², протягивающийся от приустьевой части ручьев Дягдагле, Завальный, до верховий руч. Могоча. Границы с вмещающими условно раннедокембрийскими метаморфическими породами дичунской свиты тектонические или интрузивные.

Главными породообразующими минералами гнейсовидных биотитовых лейкогранитов являются кварц (25-32 %), олигоклаз (25-30 %), калиевый полевой шпат – микроклин, ортоклаз (35-45 %) и железистый биотит (4-8 %). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом. Структура пород гранобластовая, реликтовая гипидиоморфнозернистая, гранитовая.

Рассматриваемые лейкограниты по соотношению SiO₂ (71-73 масс. %) и суммы щелочей K₂O + Na₂O (до 8.9 масс. %) соответствуют умеренно щелочным породам. Им свойственны высокие низкие значения отношения FeO*/MgO (2.7 – 4.2), присущие породам известково-щелочной серии. Величина ASI=0.84-1.0 в них позволяет относить рассматриваемые лейкограниты к метаглиноземистым породам.

Распределение REE в гнейсовидных биотитовых лейкогранитах древнебуреинского комплекса имеет умеренно и ярко дифференцированный характер ([La/Yb]_n = 2.3 – 17.8), при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии Eu/Eu* = 0.60 – 0.91. Они обогащены крупноионными литофильными элементами, такими, как Rb (до 162 мкг/г), Ba (до 858 мкг/г), Th (до 30 мкг/г), U (до 2.9 мкг/г), La (до 28 мкг/г), Ce (до 49 мкг/г), Pb (до 27 мкг/г) при дефиците Nb (4.5-18 мкг/г), Ta (0.7-2.3 мкг/г).

Рассланцованные гранитоиды нятыгранского комплекса образуют серию массивов северо-восточной ориентировки площадью до 12 км² на водоразделе руч. Завальный и Сосновый, в верховьях руч. Могоча. Они прорывают условно раннедокембрийские метаморфические породы дичунской свиты, а также гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса.

Рассланцованные двуслюдяные лейкограниты сложены кварцем (25-45 %), олигоклазом (15-35 %), микроклином (30-45 %), железистым биотитом (3-12 %), мусковитом (до %). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом. Структура пород бластогранитовая, гранитовая.

В двуслюдяных лейкогранитах величина суммы щелочей K₂O + Na₂O обычно составляет 8.1-8.5 масс. %, что свойственно умеренно щелочным породам, при этом, низкие значения отношения FeO*/MgO (2.7 – 4.1) указывают на принадлежность известково-щелочной серии. Величина ASI=0.88-0.94 указывает на их метаглиноземистый состав.

Двуслюдяным лейкогранитам свойственен сильно дифференцированный характер распределения REE ([La/Yb]_n = 16 – 40), при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии Eu/Eu* = 0.53 – 0.67. На графиках распределения нормированных к примитивной мантии концентраций микроэлементов проявлено относительное обогащение рассматриваемых пород в отношении LREE, а также Rb (до 170 мкг/г), Ba (до 1191 мкг/г), Th (до 20 мкг/г), U (до 3.5 мкг/г), Pb (до 30 мкг/г), на фоне некоторого дефицита Nb (6-12 мкг/г), Ta (0.6-1.6 мкг/г).

Геохронологические исследования (U-Pb метод по циркону) выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. Концентрации U и Pb определялись методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) с использованием смешанного изотопного индикатора ²⁰⁸Pb+²³⁵U. В качестве эммитера ионов использовался силикагель. Уровень холостого опыта за период исследования составлял менее 80 пг для свинца и 40 пг для урана. Все изотопные отношения исправлены на величину масс-фракционирования (0.12±0.04%), рассчитанную для параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ "PbDAT" [6] и "ISOPLOT" [7]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [9]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [8]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Для определения возраста гнейсовидных биотитовых лейкогранитов древнебуреинского комплекса был использован образец R-41. Аналитические точки изотопного состава трех фракций циркона дискордантны и располагаются справа от конкордии, находясь в пределах аналитической ошибки в интервале по отношению от 268.0 до 269.0 млн. лет. Такое положение аналитических точек, возможно, связано с присутствием в отдельных зернах циркона незначительной доли унаследованного радиогенного свинца. Аналитическая точка фракции R-41/4 находится практически на конкордии с отношением ²⁰⁶Pb/²³⁸U равным 265.5±0.5 млн. лет. Нижнее пересечение дискордии, проведенной через все аналитические точки, с конкордией соответствует возрасту 264±11 млн. лет, СКВО=2.6, вероятность конкордантности 0.075.

Для определения возраста расщепленных двуслюдяных лейкогранитов нятыгранского комплекса был использован образец R-50. Аналитические точки изотопного состава трех фракций циркона располагаются вблизи конкордии, находясь в пределах аналитической ошибки в интервале по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U от 189.6 до 191.8 млн. лет. Дискордия, проведенная через аналитические точки измеренных фракций циркона, пересекает дискордию в точке с возрастом 194±5 млн. лет, СКВО=0.23, вероятность конкордантности 0.63. Нижнее пересечение отвечает современным потерям свинца.

Морфологические особенности акцессорных цирконов из изученных магматических пород свидетельствуют об их магматическом происхождении. Это позволяет рассматривать полученные для них оценки возраста как возрасты кристаллизации родоначальных расплавов.

Выводы:

1) Изученные магматические породы северной части Буреинского континентального массива, относимые к древнебуреинскому и нятыгранскому комплексам, имеют не раннедокембрийский, как было принято считать ранее, а позднепалеозойский и раннемезозойский возрасты.

2) С учетом серии ранее полученных [4] неопротерозойских оценок возраста для габбро и гранитов нятыгранского комплекса в центральной части Буреинского континентального массива (бассейн р. Буря) можно заключить, что в настоящее время в состав данного комплекса включаются разновозрастные образования.

3) Полученные в ходе данного исследования оценки возраста отвечают двум этапам магматической активности: ~ 264 млн лет и ~ 194 млн лет. Эти этапы отчетливо проявлены в строении других континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса, что может указывать на общую тектоническую природу магматической активности.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 16-05-00149).

Литература

1. Государственная геологическая карта региона БАМ. 1: 500 000. Лист М-52-Б. / Под ред. Е.А. Кулиша. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Дальневосточная серия. Масштаб 1:1 000 000. N-53 / Редактор Г.В. Роганов. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 2005.
3. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. - Хабаровск: Дальгеология, 1990. - 215 с.
4. Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479- 1499.
5. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. - Владивосток: Дальнаука, 2006. - 572 с.
6. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 1991. P. 88 – 542.
7. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06 A geochronological toolkit for Mircrosoft Excel // Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. № 1a. P. 49.
8. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet Science Letters. 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.
9. Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochnronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359-362.

УДК 551.72

ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА И Р-Т ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГНЕЙСОВ И АМФИБОЛИТОВ ТУЛОВХЧИХИНСКОЙ СВИТЫ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Р.О.Овчинников, roman11021992@mail.ru, А.А.Сорокин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Буреинский массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [5 и др.]. Наиболее древними образованиями в строении этого континентального массива считаются метаморфические породы амурской серии, а также пространственно сопряженные с ними интрузии амурского и древнебуреинского комплексов [1, 4 и др.], которым традиционно приписывается архейский возраст. В тоже время, как показали результаты геохронологических исследований в Цзямусинском массиве, в составе этих комплексов оказались объединенными разновозрастные, но не раннедокембрийские, а более молодые (палеозойские и мезозойские) породы [2, 3, 6].

Сведения о возрасте пород амурской серии в строении Буреинского массива отсутствуют. В этой связи, нами были выполнены комплексные петрографические, геохимические, геохронологические исследования метаморфических пород туловхчихинской свиты в центральной части этого массива (в береговых обнажениях р. Буря).

Среди метаморфических образований туловчихинской свиты в нашей коллекции преобладают биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты. Изученным нами биотитовым гнейсам характерна сланцеватая текстура, лепидогранобластовая и нематолепидогранобластовые структуры. Главными породообразующими минералами биотитовых гнейсов являются: кварц (50-56%), плагиоклаз (23-27%) (олигоклаз и андезин), биотит (15-18%), амфибол (~4%), калиевый полевой шпат (~5%). Среди аксессуарных минералов преобладают: гранат (альмандин), титанит, циркон, ильменит. В мелкозернистой матрице гнейсов присутствуют неправильные порфирообласты граната, размером до 1- 3 мм.

Амфибол-биотитовые гнейсы характеризуются сланцеватой текстурой, нематолепидогранобластовой структурой. Главными породообразующими минералами являются: биотит (13-19%), кварц (21-27%), калиевый полевой шпат (25-32%), плагиоклаз (21-29%), амфибол (~8%). Акцессорные минералы представлены цирконом, эпидотом, апатитом, алланитом.

Амфиболиты характеризуются сланцеватой текстурой и нематогранобластовой структурой. Главными породообразующими минералами амфиболитов являются: амфибол (45-50%), плагиоклаз, повсеместно замещенный серицит-пиловым агрегатом (45-48%), кварц (0-3%), калиевый полевой шпат (микроклин, ортоклаз 0-3%). Среди акцессорных минералов преобладают: циркон, клиноцоизит, титанит. Встречаются отдельные чешуйки мусковита.

U-Pb геохронологические (LA-ICP-MS) выполнены для цирконов наиболее широко представленных пород в составе туловчихинской свиты, а именно: из биотитовых гнейсов (обр. R-58-1), амфибол-биотитовых гнейсов (обр. C-1278) и амфиболитов (обр. R-94-1).

Выделение цирконов из образцов выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Далее цирконы совместно со стандартными цирконами (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме BSE (back-scattered electron) с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного детектором Gatan Chroma CL2. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot (version 3.6) [11]. При построении гистограмм распределения и кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов использовались рекомендации Г. Гехрела [10], в том числе, опубликованные на сайте лаборатории (www.laserchron.org).

В результате геохронологических исследований было установлено, что в исследованных породах присутствует только по одной возрастной популяции цирконов, а именно: в биотитовых гнейсах (обр. R-58-1) ~ 950±2 млн лет, в амфибол-биотитовых гнейсах (обр. C-1278) ~ 920±2 млн лет, в амфиболитах (обр. R-94-1) ~ 940±2 млн лет. Это свидетельствует о том, что рассматриваемые породы относятся не к раннедокембрийскому, как было принято считать ранее, а к более молодому этапу геологической истории.

Геохимические особенности пород, наличие в них лишь одной возрастной популяции цирконов, морфологические особенности цирконов, указывают на то, что протолитами метаморфических пород туловчихинской свиты являются породы первично магматического происхождения. С учетом недавно полученных геохронологических данных [7] последними, вероятнее всего, являются породы неопротерозойской габбро-гранитоидной ассоциации, выделяемой в качестве нятыгранского комплекса.

Для оценки P-T-условий метаморфизма протолитов биотитовых гнейсов нами был использован метод мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (версия 2.32) [8] с уточненной базой данных Бермана и Арановича [9]. Кроме того в наших исследованиях была использована программа GPT, также позволяющая рассчитать параметры метаморфических процессов [12].

В результате термобарометрических исследований нами было установлено, что протолиты биотитовых гнейсов были метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (470-610 °C и 2.1 – 3.4 кбар), в то время как, протолиты амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (579-611 °C и давлении 4.5-8.2 кбар, 505-612 °C и давлении 3.5-5.8 кбар соответственно).

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Исходя из полученных результатов геохронологических исследований можно предполагать, что протолитами биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов туловчихинской свиты являлись неопротерозойские интрузии гранитоидов и габброидов нятыгранского комплекса, совместно деформированные с изучаемыми метаморфическими породами в пределах изучаемой территории;

2. Породы, входящие в состав туловчихинской свиты в центральной части Буреинского континентального массива, неравномерно метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Авторы выражают благодарность Е.Н. Воропаевой, О.Г. Медведевой (ИГиП ДВО РАН) за подготовку образцов для геохронологических исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-35-00001).

Литература

1. Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Дальневосточная серия. Масштаб 1:1 000 000. N-53/ Редактор Г.В. Роганов. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 2005.
2. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады Академии наук. 2009. Т.428. № 5. С.637-640.
3. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т.424. №5. С.644-647.
4. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. - Хабаровск: Дальгеология, 1990. - 215 с.
5. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
6. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Мезозойский возраст урильской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Доклады Академии наук. 2013. Т.453. № 4. С.416-419.
7. Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479- 1499.
8. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. № 4. P. 833-855.
9. Berman, R.G., and Aranovich, L.Y. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al₂O₃ solubility in FeO-Al₂O₃-SiO₂ orthopyroxene // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V.126. P. 1-24.
10. Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities. In: Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances // Wiley – Blackwell. 2011. P. 47 – 62.
11. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06 A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. № 1a. P. 49.
12. Reche J., Martinez F.J. GPT: An Excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks // Computers & Geosciences. 1996. V. 22. № 7. P. 775-784.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРТОГНЕЙСЫ СРЕДИ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (АМУРСКОЙ СЕРИИ) ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Р.О.Овчинников, roman11021992@mail.ru, А.А.Сорокин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Установление возраста древнейших комплексов в истории формирования континентальных массивов, входящих в структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса, является одним из условий создания непротиворечивой геодинамической модели формирования этого пояса.

С этой целью нами были проведены геохронологические исследования метаморфических пород туловчихинской свиты – составной части "амурской серии", которая, согласно существующим представлениям [2, 3], рассматривается как составная часть "фундамента" Буреинского континентального массива.

Как показали результаты этих исследований, проведенных в бассейне реки Бурей (см. сообщение Р.О.Овчинников, А.А.Сорокин "Возраст протолита и Р-Т параметры..." в данном сборнике), в строении туловчихинской свиты принимают участие биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты, протолитом которых являются породы неопротерозойской габбро-гранитоидной ассоциации.

В тоже время в составе туловчихинской свиты нами выявлены амфибол-биотитовые гнейсы (обр. R-97), в которых единственная возрастная популяция цирконов имеет возраст ~ 494 млн лет.

Амфибол-биотитовые гнейсы характеризуются гнейсовидной текстурой, лепидонематогранобластовой структурой с элементами графической структуры. Главными породообразующими минералами являются: биотит (34-37%), кварц (24-30%), калиевый полевошпат (3-5%), плагиоклаз (25-30%), амфибол (8-10%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом.

Для исследуемых амфибол-биотитовых гнейсов характерны следующие содержания породообразующих оксидов SiO_2 (55.93 – 70.21%), Al_2O_3 (14.21-15.16%), Fe_2O_3^t (3.41-9.26%), MgO (0.62-2.61%), CaO (2.34-6.94%), Na_2O (3.75-4.04%), K_2O (2.61-3.47%) и TiO_2 (0.33-1.46%).

Амфибол-биотитовые гнейсы характеризуются низкими значениями отношений MgO/CaO , $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$, и довольно высокими значениями отношения $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$, что характерно метаморфическим породам, имеющих первично магматическое происхождение [5, 6].

Для более надежного определения первичной природы амфибол-биотитовых гнейсов нами была использована дискриминантная функция Шоу DF_{shaw} ($\text{DF}=10.44-0.21\text{SiO}_2-0.32\text{Fe}_2\text{O}_3-0.98\text{MgO}+0.55\text{CaO}+1.46\text{Na}_2\text{O}+0.54\text{K}_2\text{O}$) [4]. Амфибол-биотитовые гнейсы характеризуются положительными значениями DF_{shaw} (2.47-3.89), что указывает на вероятное первичное магматическое происхождение этих пород. Помимо функции DF_{shaw} мы также использовали дискриминантную функцию $\text{DF}(\text{X})=-0.24\text{SiO}_2-0.16\text{TiO}_2-0.25\text{Al}_2\text{O}_3-0.28\text{FeO}^*-0.30\text{MgO}-0.48\text{CaO}-0.79\text{Na}_2\text{O}-0.46\text{K}_2\text{O}-0.10\text{P}_2\text{O}_5+26.64$, разработанную С.Д. Великославинским с соавторами [1]. Для амфибол-биотитовых гнейсов величина $\text{DF}(\text{X})$ находится в диапазоне от минус 0.85 до минус 1.74, что характерно для первично магматических пород.

В целом, геохимические особенности амфибол-биотитовых гнейсов туловчихинской свиты свидетельствуют в пользу их формирования за счет преобразования первично магматических пород.

Резюмируя приведенные выше данные, можно уверенно говорить о том, протолитом амфибол-биотитовых гнейсов (обр. R-97) являются раннепалеозойские магматические породы

среднего и кислого состава. Последние широко представлены в строении Буреинского континентального массива [2, 3]. В целом, результаты проведенных исследований показывают, что туловчихинская свита в бассейне реки Бурея представляет собой метаморфический комплекс, включающий породы широкого возрастного диапазона (как минимум неопротерозоя и раннего палеозоя).

Авторы благодарят сотрудников ИГиП ДВО РАН Е.Н. Воропаеву, О.Г.Медведеву за помощь в подготовке образцов для геохронологических исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 17-55-53005).

Литература

1. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Доклады Академии наук. 2013. Т.453. № 3. С.310-313.
2. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Серия Дальневосточная. М-52. Третье поколение. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 2006.
3. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Серия Дальневосточная. N-52. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 2007.
4. Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1972. V. 9. № 1. С.18-35.
5. Werner C.D. Saxonian granulites- a Contribution to the Geochemical Diagnosis of Original Rocks in High Metamorphic Complexes // Gerlands Beitr. Geophys. 1987. V. 96. № 3. P.271-290.
6. Shan H., Zhai M., Zhu X., Santosh M., Hong T., Ge S. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic and geochemical constrains on the origin of the paragneisses from the Jiaobei terrane, North China Craton // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 214-227.

УДК 550.4

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

М.В. Стифеева¹, Р.О. Овчинников², roman11021992@mail.ru

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

² Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Буреинский массив относится к числу наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [5 и др.]. К наиболее древним образованиям в строении этого континентального массива обычно относятся метаморфические породы амурской серии, представляющей последовательность из (снизу вверх) туловчихинской (преимущественно гнейсы), дичунской (преимущественно амфиболиты) и урильской свит (кристаллосланцы), условно относимых к верхнему архею [7]. С этими метаморфическими образованиями пространственно ассоциируют тела метаморфизованных габброидов амурского и гранитоидов древнебуреинского комплексов, также условно отнесенных к позднему архею [1, 4 и др.]. В тоже время, как показали результаты геохронологических исследований, выполненных в пределах Цзямусинского массива, в составе этих комплексов оказались объединенными разновозрастные, но не раннедокембрийские, а более молодые (палеозойские и мезозойские) породы [2, 3, 6].

В связи с тем, что метаморфические породы туловчихинской свиты в центральной части Буреинского континентального массива слабо изучены, в то время как эти образования относят к одним из древнейших стратиграфических единиц этого континентального массива, нами были проведены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов туловохчихинской свиты представленных в береговых обнажениях реки Бурей.

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511115$ в Nd стандарте JNdi-1 [10]. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n=10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [9] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$) и деплетированной мантии (DM) по [8] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.21365$).

В результате проведенных Sm-Nd изотопно-геохимических исследований мы получили следующие данные:

1) Для биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов значения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ варьируют от 0.1095 до 0.1409, что может быть связано с дифференциацией первоначального расплава и фракционированием акцессорных минералов. Величины $\epsilon_{\text{Nd}(0.95)}$ и двухстадийного Nd-модельного возраста ($t_{\text{Nd(DM2-st)}}$) гнейсов варьирует от -5.9 до +0.6 и от 2.1 до 1.6 млрд. лет, что указывает на участие гетерогенных источников для протолитов гнейсов.

2) Для амфиболитов туловохчихинской свиты характерны значения $\epsilon_{\text{Nd}(0.95)}$ варьирующие от +0.1 до -1.7, и величины одностадийного Nd-модельного возраста от 1.9 до 1.6 млрд. лет.

Анализируя результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований, можно предполагать, что протолиты метаморфических пород туловчихинской свиты образовались за счет переработки мезо и палеопротерозойских пород или в результате смешения неопротерозойской ювенильной и мезо- палеопротерозойской коры в условиях дуги на континентальном основании.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-35-00001).

Литература

1. Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Дальневосточная серия. Масштаб 1:1 000 000. N-53 / Редактор Г.В. Роганов. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 2005.
2. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады Академии наук. 2009. Т.428. № 5. С.637-640.
3. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т.424. №5. С.644-647.
4. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. - Хабаровск: Дальгеология, 1990. - 215 с.
5. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
6. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. - Хабаровск: ХГГП, 1994.

7. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. - Владивосток: Дальнаука, 2006. - 572 с.
8. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet Sci. Lett. V. 87. P. 249-265.
9. Jacobsen S. B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet Sci. Lett. V. 67. P. 137-150.
10. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. Chemical Geology // Chemical Geology. 2000. V. 168. P. 279-281.

УДК 550.34

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

М.А. Серов, serov@ascnet.ru, В.С. Жижерин, votarist@ascnet.ru

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Для количественной оценки современных движений в зоне взаимодействия Евразийской и Амурской литосферных плит был заложен геодинамический полигон. В 2007 году были проведены первые совместные работы сотрудников Института геологии и природопользования (ИГИП) ДВО РАН (г. Благовещенск) и Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) [1]. Полигон первоначально состоял из 8 пунктов наблюдений, с того времени количество пунктов и их пространственное распределение постоянно расширяется. На данный момент общее количество пунктов наблюдений насчитывает 4 стационарных и 24 временных (рис.1).

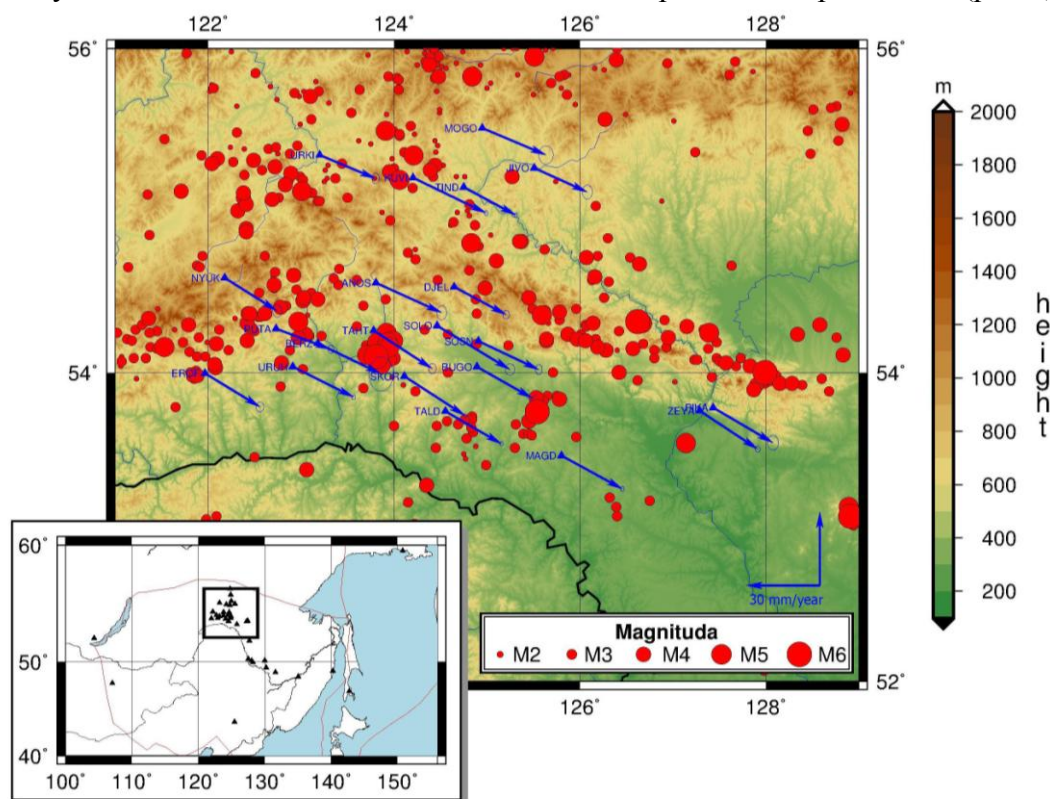


Рис. 1. Схема горизонтальных скоростей смещений GPS пунктов в общеземной опорной системе координат ITRF2008 и эпицентров землетрясений Верхнего Приамурья.

Геодинамический полигон на территории Верхнего Приамурья простирается в субширотном направлении от точки EROF с координатами 121.96 в.д. 53.99 с.ш. до точки PIKA 127.43 в.д. 53.77 с.ш., и в субдолготном от точки MAGD 125.80 в.д. 53.46 с.ш. до точки BERK 124.77 в.д. 56.53 с.ш. (координаты даны во всемирной геодезической системе WGS-84).

Полученные результаты современных движений позволяют заключить, что районы максимальной дисперсии векторного поля скоростей пространственно совмещены с зонами повышенной сейсмичности, что говорит о современной активности существующих блоковых структур исследуемого региона [3-7].

Рассматриваемая территория характеризуется наличием множества сейсмоактивных разломов. Кинематика разломных зон и характер современных тектонических деформаций в пределах данной территории изучены недостаточно. Великое японское землетрясение 11 марта 2011 г. $M_w = 9.0$ и целая серия последующих землетрясений (14 октября 2011 года, район г. Сковородино, и более 30 афтешоков с магнитудой от 2.4 до 4.4 на сегодняшний момент) вдоль границ Амурской литосферной плиты ярко продемонстрировали необходимость и актуальность изучения современных геодинамических процессов данной тектонической единицы [8,9].

На основе полученных GPS данных для территории Верхнего Приамурья были вычислены параметры тензора скоростей деформаций [2]. Получены такие параметры как главные скорости и главные направления деформаций, максимальные скорости и направления осей деформации сдвига, скорость дилатации, второй инвариант тензора скорости деформации. Результаты свидетельствуют о высокой тектонической активности в зоне взаимодействия Евразийской, Амурской литосферных плит и Станового геоблока. Выявлены области высокоскоростных асейсмичных смещений. Предполагается, что на современном этапе на границе Евразийской и Амурской плит будут активизированы разломы северо-восточного простирания.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (№18-35-00049) и комплексной программы фундаментальных научных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (№18-5-024).

Литература

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Серов М.А., Лукьянов П.Ю., Гриб Н.Н., Бордонский Г.С., Дембелов М. Г. Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS измерений // Геология и геофизика. 2016. т. 57. № 11. С. 2059—2070.
2. Ашурков С.В., Серов М.А., Жижерин В.С., Имаев В.С. Современные деформации Верхнего Приамурья по данным GPS измерений // Тихоокеанская геология. 2018. том 37. № 5. С. 86-96.
3. Жижерин В.С., Серов М.А. Кинематика современных тектонических движений в пределах восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2016. т. 57. № 12. С. 2143-2152.
4. Жижерин В.С., Серов М.А. Современная тектоника западной части Ждугджуро-станового террейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геотектоника. 2017. № 6. С. 56-61.
5. Жижерин В.С., Серов М.А., Сорокин А.П. Современная кинематика северной окраины Аргунского континентального массива // Доклады академии наук. 2018. том 479. №1. С.41-43.
6. Серов М.А., Жижерин В.С. Современная кинематика северной части Аргунского континентального массива (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Успехи современного естествознания. 2017. №8. С. 111-116.
7. Серов М.А., Жижерин В.С. Моделирование напряженно-деформированного состояния земной коры Верхнего Приамурья // Успехи современного естествознания. 2017. №10. С. 107-112.
8. Сорокина А.Т., Сорокин А.А., Серов М.А. Отражение неотектонических процессов в подземной гидросфере Верхнего Приамурья // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 6. С. 43-56.
9. Ханчук А.И., Сафонов Д.А., Коновалов А.В., Шестаков Н.В., Быков В.Г., Серов М.А., Сорокин А.А. Сильнейшее современное землетрясение в Верхнем Приамурье 14 октября 2011 г.: первые результаты исследования // Доклады академии наук. 2012. Т. 445. № 3. С. 338–341.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ И АКВАТОРИИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

А.С. Теличко, С.А. Зверев, A_telichko@mail.ru

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.Владивосток

В юго-западной части залива Петра Великого и на прилегающем участке побережья выделены интенсивные знакопеременные магнитные аномалии. Для выявления источников аномального магнитного поля выполнены измерения магнитной восприимчивости горных пород в береговых обнажениях юго-западного побережья Приморья, южнее бухты Рейд Паллада: от бухты Пемзоя до горы Голубиный Утёс, остров Фуругельма.

Относительно высоко магнитны гранодиориты гамовского комплекса изученные на северном побережье бухты Пемзоя, серые гнейсовидные породы характеризуются достаточно высокой магнитной восприимчивостью. В их состав входит кварц 20-25 %, плагиоклазы 40-50% (олигоклаз-андезин), калиевый полевой шпат до 15 %, биотит и амфибол 5-15 % [2].

Позднерифейский петротипический массив полуострова Сулова, с юга прорванный гранодиоритами гамовского комплекса, содержит ксеногенный блок, в котором метаморфические породы трансформированы в высокотемпературные гиперстен-биотитовые метасланцы [2]. Габбро - массивные, реже полосчатые, слабо разнотекстурные.

В наиболее основных разностях наряду с магнетитом отмечается вкрапленность сульфидов. Гидротермально измененные габбро с жильной магнетитовой минерализацией, приуроченные к многочисленным тектонически ослабленным зонам, которые могут проявляться как участки тектонических дислокаций, прожилковые системы или отдельные прожилки. Согласно [1, 2] и по результатам натурных наблюдений авторов, гидротермальные изменения пород на рассматриваемой территории развиты повсеместно и характеризуются различной минерализацией.

В приповерхностных условиях в зонах экзоконтактов гранитов гамовского комплекса и габбро отмечены узкие (100-200 м) контактовые ореолы, в которых изменение минерального состава выразилось сменой актинолит-хлоритовой ассоциации на амфибол-биотитовую, а непосредственно на контакте (в ксенолитах) - на пироксен-биотитовую, которое не сопровождается резким изменением магнитной восприимчивости.

Дайки базальтов мощностью от долей метра до 10-30 м и протяженностью 100-500 м заполняют системы северо-восточных и северо-западных разрывов на полуострове Сулова. Оливиновые базальты содержат во вкрапленниках магнетит и характеризуются высокой намагниченностью с преобладанием индуцированной составляющей.

В структурном плане остров Фуругельма – фрагмент гранитной интрузии тектонически деформированной и вскрытой эрозией. По ряду геологических и структурных признаков, эта интрузия входит в состав палеозойского интрузивного комплекса, распространённого на материковом побережье западнее и севернее острова. Более 99% объёма – это граниты.

Около 1% составляют дайки андезитов, поздних гранитоидов, и жилы кварца. Магнитная восприимчивость (χ) гранитов острова Фуругельма характеризуется невысокими значениями $(0,01-0,2) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. В скальных обнажениях острова вскрыты эрозией плагиограниты, осложнённые дайками гранит-аплитов, андезитовых порфиров, жилами кварца и зонами дробления.

Магнитная восприимчивость андезитовых порфиров на порядок выше, чем у гранитов и составляет $(2-3) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Отложения пляжей представлены магматическими породами от кислого до основного состава. Пески низкой морской террасы и пляжей в западной части острова также слабомагнитны $(0-3) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Однако, в устье ручья на западном побережье о. Фуругельма при шлиховом опробовании в объёме одного лотка отмыто около 3-х кг

титаномагнетита. Аномально высокие значения магнитной восприимчивости песчаных отложений достигают $49 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ.

Литература

1. Изосов Л.А., Крамчанин К.Ю., Огородний А.А., Ли Н.С. Докайнозойские геологические формации залива Петра Великого и его побережья // ВЕСТНИК ВГУ. СЕРИЯ: ГЕОЛОГИЯ. 2017. № 2. С. 17-25.
2. Кутуб-Заде Т.К., Олейников А.В., Сясько А.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек и акватории зал. Петра Великого: Отчет Славянской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000, листы К-52-ХI, ХVII; К-52-ХII, ХVIII; К-53-ХI за 1994–2002 гг. / Приморский ТГФ. Владивосток, 2002.

УДК [553.31:553.32:553.41:553.491] (235.46)

**МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИИ ПЛАТИНОИДОВ В ЭКСПЛОЗИВНЫХ
БРЕКЧИЯХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОЕ**

Н.В. Бердников nick@itig.as.khb.ru, В.Г. Невструев, В.О. Крутикова

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

Флюидно-эксплозивные брекчии, развитые на железо-марганцевом месторождении Поперечное (Малый Хинган, ЕАО), представлены игнимбритовым материалом среднего-основного состава с обломками вмещающих карбонатов [1]. Они содержат до 11.3 г/т самородной платины и минералов платиноидов в виде зерен размером порядка 0.2 мм. Зерна платины преимущественно комковатой формы, часто с гранями куба и октаэдра, в отдельных случаях встречаются идиоморфные кубические кристаллы (рис. 1 а). Поверхности комковатых вплоть до округлых (рис. 1 б) зерен, как правило, неровные. Нередки неправильные формы (рис. 1 в) с индукционными поверхностями, что свидетельствует в пользу роста в межкристаллитном пространстве. Сrostки идиоморфных кристаллов с форстеритом (рис. 1 г) свидетельствуют в пользу высокотемпературной кристаллизации.

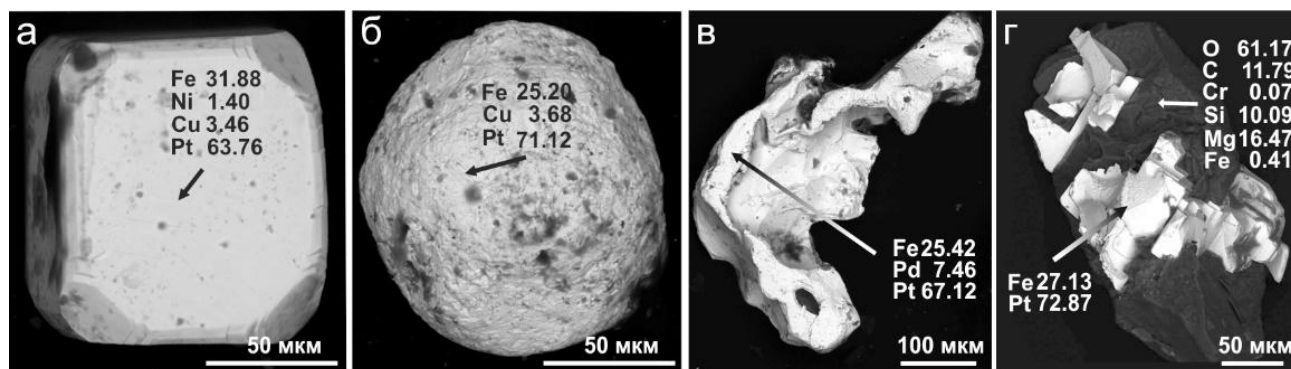


Рис. 1 Типичные формы зерен платины: а – идиоморфный кристалл, б – округлая, в – неправильная с индукционными поверхностями, г – сrostок с форстеритом. Стрелки указывают на точки анализов, ат. %.

Согласно [8] эти зерна являются изоферроплатиной – наиболее характерной формой выделения платины в магматических породах глубинного происхождения. В качестве примесей в ней присутствуют (в ат.%) Pd до 5.92, Ir до 6.35, Rh до 5.30, Os до 0.90, Ni до 5.90, Cu до 7.62, Sn до 2.44.

Внутреннее строение зерен платины большей частью однородно, хотя нередко в них встречаются включения минералов других платиноидов. К ним относятся таблитчатые микрокристаллы осмия (рис. 2 а) и пластинчатые включения твердых растворов Ru-Os-Ir (рис. 2 б). Детальные исследования показали (область «в», рис. 2 в), что состав пластин неоднороден. Они состоят из чередующихся пакетов с разными содержаниями платиноидов, причем увеличению содержания в них осмия сопутствует уменьшение содержания рутения и иридия. На рисунке 2 г видно замещение кристаллов Ru-Os-Ir фазой с пониженным содержанием рутения, на рисунке 2 д замещающая Os-Ir фаза содержит остаточные фрагменты кристаллов Ru-Os-Ir, проникает в платину по микротрещинам.

В зернах платины иногда содержатся большое количество мелких (первые мкм) субизометричных включений Ir (+Ru, Rh, Os), которые местами группируются в цепочки (рис.

2 е). Они равномерно насыщают зерна платины, что говорит в пользу их эмульсионно-ликвационного генезиса. В том же зерне зафиксированы микрокристаллы сульфидов этих металлов с примесями меди и свинца. На рис. 2 ж показано соотношение относительно крупного кристалла сульфида иридия и родия с вмещающей платиной и твердым раствором состава Ru-Os-Ir.

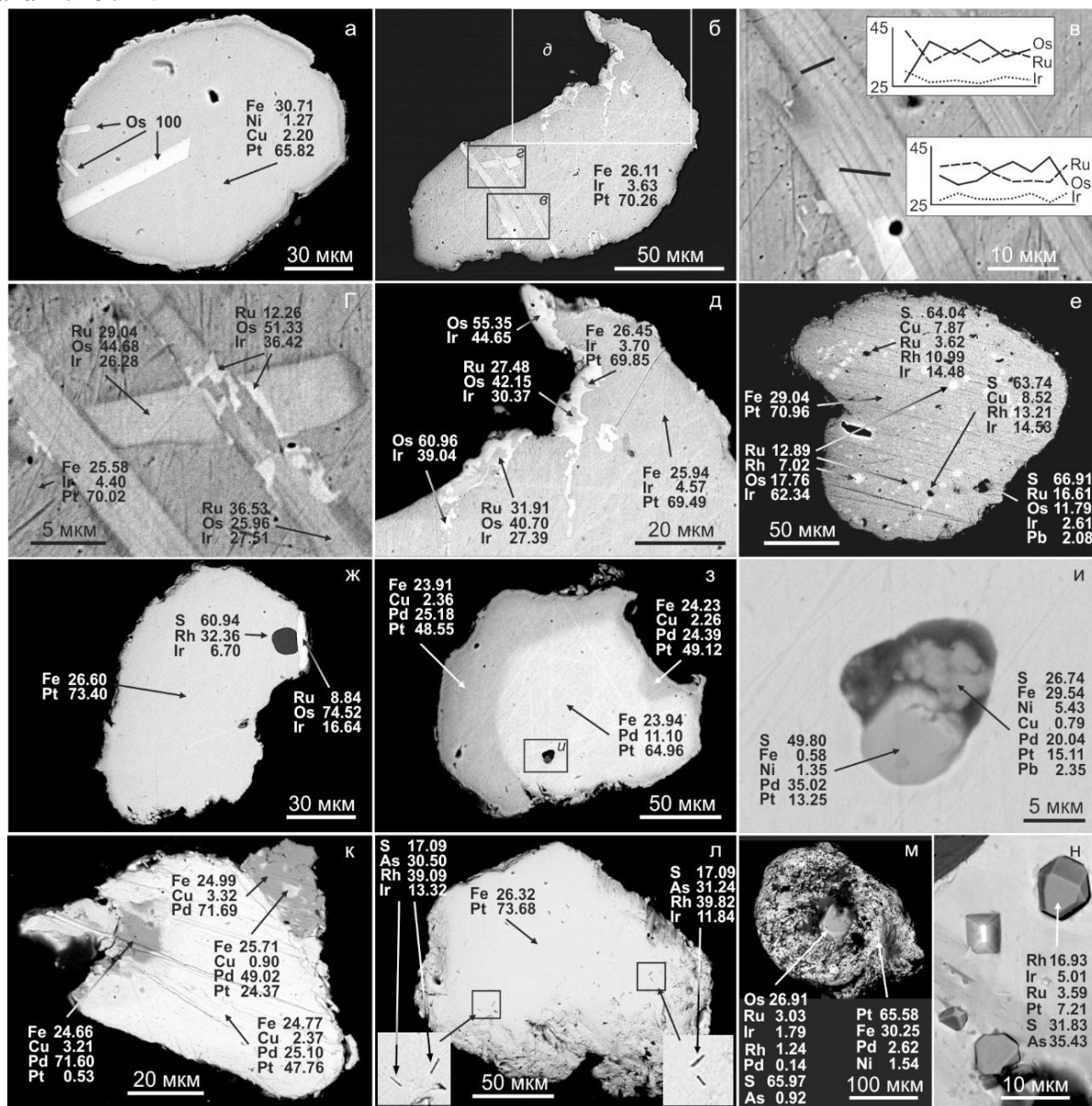


Рис. 2. Включения в зернах платины: а – микрокристаллы осмия; б - пластинчатые кристаллы Ru-Os-Ir в иридийской платине и замещение их иридийским осмием (увеличенные фрагменты показаны на рис. 3 в-д; в – вариации химического состава кристаллов Ru-Os-Ir по профилям (черные линии); г, д - стадии замещения кристаллов Ru-Os-Ir иридийским осмием: г - начальные, д – конечные с остаточными фрагментами Ru-Os-Ir; е – микровключения Ir (+Ru, Rh, Os) и сульфидов платиноидов; ж - взаимоотношения платины с Rh (+Ir) и твердым раствором Os (+Ir, Ru); з - зональное зерно палладистой платины; и – включения сульфидов палладия с примесью Fe, Ni, Cu, Pb в палладистой платине; к - псевдоморфозы палладия по палладистой платине; л - тонкие лейсты сульфидов родия и иридия в зерне платины; м - кристалл эрлихманита в палладистой платине; н – микрокристаллы холингвортита на поверхности зерна платины. Стрелки указывают на места анализов, ат. %.

Палладистая платина (рис. 2 з) содержит включения сульфидов палладия с примесью Fe, Ni, Cu, Pb, Pt (рис. 2 и). Часто ее зерна являются зональными с увеличением содержания палладия от центра к краю. В ряде случаев наблюдается замещение палладистой платины палладием (+Fe, Cu) с образованием псевдоморфоз (рис. 2 к).

В зернах платины встречаются тонкие лейсты сульфидов родия и иридия, ориентированные по взаимно перпендикулярным направлениям (рис. 2 л). В ряде случаев

кристаллики сульфоарсенидов достигают значительных размеров, после чего обрастают платиной (рис. 2 м) или армируют поверхность ее кристаллов (рис. 2 н). Отмечено также нарастание сульфоарсенида $Pb_1Au_5Ir_{14}Os_{14}Ru_6As_8S_{52}$ на зерно твердого раствора $Ru_{18}Os_{43}Ir_{39}$. Согласно [7] такая ассоциация может возникать при реакции твердого раствора платиноидов с серой и мышьяком при повышении их потенциала в расплаве.

Сульфиды Os и Ru представлены серией лаурит-эрлихманит с примесью Fe до 1.5, Ir до 2.8 и As до 3 ат.%. Сульфоарсениды Ir и Rh соответствуют ряду ирарсит-холингвортит с типичными примесями Fe до 4.1 и Pt до 8.27 ат.%, реже Os до 1.89 и Ru до 16.48 ат.%.

Минералы серии Os-Ir представлены в основном самородным осмием (Os до 83 ат.%) с постоянной примесью Ir (до 15 ат.%), Ru (до 18 ат.%) и Fe (до 5.5 ат.%), реже самородным иридием (Ir до 83.7 ат.%).

Данные по взаимному расположению, формам роста и составу минералов группы платины позволяют сделать выводы об условиях их кристаллизации. Самородный осмий встречен в виде идиоморфных кристаллов в платине, поэтому можно предположить, что это самая ранняя фаза в ряду кристаллизации МПГ. Осмий в виде отдельной фазы может кристаллизоваться из Pt-Os расплава при содержании не менее 20 ат.% [2]. В нашем случае идиоморфные кристаллы практически чистого осмия находятся в зерне платины $Pt_{66}Cu_2Ni_1Fe_{31}$. По-видимому, осмий начал кристаллизоваться в капле Pt-Os расплава при температуре не менее $1955 \pm 15^\circ C$.

Кристаллизация твердых растворов состава Ru-Os-Ir также предшествовала кристаллизации платины. Температура образования кристаллов Ru-Os-Ir, по-видимому, была выше температуры кристаллизации вмещающей их платины ($1768,3^\circ C$) и температуры кристаллизации наименее тугоплавкого компонента системы рутения ($2334^\circ C$), но ниже температуры кристаллизации наиболее тугоплавкого компонента системы - осмия ($3033^\circ C$). Составы изученных нами кристаллов Ru-Os-Ir близки к составам природных Ru-Os-Ir твердых растворов, кристаллизовавшихся из магматического расплава [5].

Учитывая экспериментальные данные [5, 7] можно предположить, что ассоциирующие с кристаллами Ru-Os-Ir твердые растворы Os-Ir и эмульсионные выделения Ir (+Ru, Rh, Os) образовались в результате повышения фугитивности серы в системе, которая реагировала с кристаллами Ru-Os-Ir с образованием этих твердых растворов и лаурита RuS_2 . Эти процессы, по заключению [5], могли происходить при $f(S_2)$ от $10^{-0.39}$ до $10^{-0.07}$ атм. магматических температурах $1200-1250^\circ C$.

Палладистая платина часто образует бесформенные зерна с индукционной поверхностью, что свидетельствует в пользу кристаллизации в межзерновом пространстве. Сама палладистая платина замещается обогащенной палладием фазой с образованием «залитов» и псевдоморфоз.

Таким образом, наиболее ранними твердыми фазами при образовании изученных зерен платины были кристаллы самородного осмия, иридия и Ru-Os-Ir твердых растворов. Облекающая их платина при этом представляла собой расплав, затвердевший после их кристаллизации. Сульфиды и сульфоарсениды платиноидов кристаллизовались совместно с платиной, когда потенциал серы и мышьяка в системе повысился. Палладистая платина и минералы палладия образуют отдельный минеральный ряд.

В пробах флюидолитов обнаружены практически все компоненты минеральной МПГ-системы, которые встречаются в мафит-ультрамафитовых парагенезисах. Для них характерны те же закономерности поведения платины и платиноидов. Их высокотемпературные компоненты (самородный осмий, твердые растворы Ru-Os-Ir с рутениевым трендом составов, железистая платина) кристаллизовались из расплава при относительно низких значениях $f(S_2)$. Повышение потенциала серы и мышьяка на фоне снижения температуры вызвало появление сульфидов, сульфоарсенидов платиноидов и твердых растворов Os-Ir и Ir (+Ru, Rh, Os). Присутствие в изученном материале минералов с высоким содержанием палладия соответствует характерному для основных магматитов фракционированию платиноидов на осмий-иридиевую и палладиевую линии. В соответствии с существующими типизациями

минеральный состав и парагенетические отношения платиноидов месторождения Поперечное согласуется с характеристиками рудных и россыпных объектов урало-алаянского типа и соответствует изоферроплатино-осмиевому магматическому парагенезису [4]. Однако в отличие от классических месторождений этого типа во всех породах Поперечного содержания хрома и серы низкие, ультраосновные породы отсутствуют, что позволяет рассматривать его благороднометалльную минерализацию в качестве особого типа (подтипа), связанного с формированием флюидолитов.

Для полного понимания закономерностей происхождения платиновой минерализации флюидолитов Поперечного данных недостаточно, но приведенные результаты позволяют рассмотреть две модели. Первая предполагает захват флюидолитами платины, платиноидов и их минералов из материнских пород при движении к поверхности. Геодинамическая обстановка, соответствующая этой модели, может быть описана формированием флюидонасыщенных расплавов-растворов при парциальном плавлении слэба. Их путь наверх лежит через мантийный клин, где могут находиться обогащенные МПГ породы. Эта модель соответствует представлениям [6], по которым платина и природные сплавы Os-Ir-Ru кристаллизовались из расплавов, продуцированных деплетированной мантией при температуре не менее 2500°C.

Альтернативная модель основана на предположении, что МПГ кристаллизуются непосредственно из протофлюидолитовых расплавов-растворов. Согласно [9] платиноиды в высокотемпературных расплавах присутствуют в виде капель расплавленных металлов, при охлаждении формирующих зерна и микрокристаллы. Такие расплавы-растворы также могут формироваться в процессе парциального плавления богатого железом компонента погружающегося слэба [3]. Возможно, в этой модели находит свое решение вопрос об источнике гидротермального железо-марганцевого оруденения на месторождении.

В любом случае изученные флюидолиты могут трактоваться как новый коренной источник благородных металлов, по своим характеристикам отличающийся от источников, связанных с высокохромистыми мафит-ультрамафитовыми интрузиями. Не исключено, что флюидолиты являются источниками ряда платиноносных россыпей, связь которых с ультраосновными массивами не установлена.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН.

Изучение зерен благородных металлов и их минералов проводилось с помощью сканирующей электронной микроскопии (микроскоп VEGA 3 LMN) с энергодисперсионным рентгеновским микроанализом X-Max 80 в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск.

Литература

1. Невструев В.Г., Бердников Н.В. и др. Благороднометалльная минерализация в углеродистых породах Поперечного железо-марганцевого месторождения (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 102-111.
2. Благородные металлы. Справочник. Под ред. Е.М. Савицкого. М.: Металлургия, 1984. - 592 с.
3. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. - 506 с.
4. Толстых Н. Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками // Диссертация д.г.-м.н. Новосибирск, 2004. - 404 с.
5. Andrews D.R.A., Brenan J.M. Phase-equilibrium constraints on the magmatic origin of laurite + Ru-Os-Ir alloy // Canadian Mineralogist. 2002. V. 40, pp. 1705-1716.
6. Bird J.M., Bassett W.A. Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys // Journal of Geophysical Research. 1980. V. 85, # B10. pp. 5461-5470.
7. Bockrath C., Ballhaus C., Holzheid A. Stabilities of laurite RuS₂ and monosulphide liquid solution at magmatic temperature // Chemical Geology. 2004. V. 208. pp. 265-271.
8. Cabri L.G., Feather M. Platinum-iron alloys: a nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // Canadian Mineralogist. 1975. V. 13. pp. 117-126.
9. Tredoux M., Lindsay N.M. et al. The fractionation of platinum-group elements in magmatic system, with the suggestion of a novel causal mechanism // South African Journal of Geology. 1995. V. 98. pp. 157-167.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛАХ В РУДАХ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОТ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

Ир.В. Бучко^{1,2}, buchkoiraida@rambler.ru, И.В. Бучко², inna@ascnet.ru

¹ ООО Научно-производственная геологическая фирма «Регис»

² Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Месторождение Могот расположено на южном склоне Станового хребта в верхнем течении р. Сред. Могот в пределах Станового структурного шва, который является зоной сочленения Зверевского блока и Иликанского блока Джугджуро-Станового супертеррейна. Могот является единственным месторождением серебро-полиметаллических руд в пределах данной структуры юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.

Месторождение сложено позднеархейскими образованиями зверевской и иликанской серий, метаморфизованных соответственно в гранулитовой [1] и амфиболитовой фациях, залегающих в виде тектонических пластин [2]. Среди образований зверевской серии установлены маломощные тела раннепротерозойских (?) ультрабазитов, метагабброидов и метабазальтов [3]. Докембрийские породы прорываются интрузиями гранитоидов с возрастными оценками от позднего архея до мезозоя.

В эндоконтакте меловых гранодиорит-порфиров с метаморфическими породами иликанской серии выявлено полиметаллическое месторождение Могот с высокими содержаниями серебра. Серебряные рудные тела представлены минерализованными зонами, выполненными интенсивно лимонитизированными и аргиллизированными гранитогнейсами, кварцевыми, редко кварц-карбонатными метасоматитами, расположенными вдоль зон дробления, субширотного-северо-восточного простирания и падения от пологого 30° до крутого 80°, протяженностью до 500 м [4].

Месторождение Могот известно с 1957 года, но до настоящего времени, несмотря на высокие содержания серебра в рудах (до 5286 г/т) не было известно минералов-носителей этого элемента, кроме аргентита в рудах одной из рудных зон. Предыдущими исследователями предполагалось изоморфное вхождение серебра в кристаллическую решетку галенита. Для установления форм нахождения серебра в рудах были изучены структурно-текстурные особенности и минеральный состав руд. Для руд характерны вкрапленная, гнездово-вкрапленная, прожилковая и прожилково-вкрапленная, а также брекчиевая текстуры. Минеральный состав руд и пород месторождения изучался минералогическими методами (макроскопическим, петрографическим, минераграфическим, рентгеноспектральным).

По полученным результатам, можно уверенно выделить рудные ассоциации характерные для месторождения: кварц-пиритовая I, сфалерит-галенитовая с халькопиритом-пиритом II, акантит-сульфосольная.

Анализ результатов наблюдений в горных выработках и проведенных минералогических исследований показал, что формирование серебро-полиметаллического оруденения в метасоматических залежах проходило в две рудные стадии: раннюю кварц-колчеданно-полиметаллическую, и позднюю – серебряную:

1. Ранняя стадия соответствует образованию кварцевых метасоматитов с сульфидной минерализацией в виде густой (от 7 до 25 %), рассеянной, реже гнездовой вкрапленности сульфидов двух ассоциаций: 1. Пирита и халькопирита (1-7 %, в соотношении 3/1) с величиной выделений << 1 мм, редко 0.5 мм, приуроченных к серым кварцевым метасоматитам. 2. Сфалерита и галенита (5-15 %, в соотношении 1/3) с размером зерен 0.5-3 мм, с хорошо образованными кристаллами, тяготеющими к светло-серой разности метасоматитов;

2. Поздняя стадия рудоотложения – образование серебряной минерализации. Сопровождается внутрирудным дроблением минералов первой стадии и замещением сульфидных минералов (халькопирита, сфалерита, галенита, реже пирита) по трещинам и по краям зерен сульфосолями и сульфатами серебра.

Породообразующие минералы представлены кварцем, глинисто-слюдисто-гидрослюдистыми минералами и полевыми шпатами, реже хлоритом, баритом и кальцитом. Кроме того, в рудах отмечается редкая рассеянная вкрапленность амфибола, граната, рутила, лейкоксена, апатита, циркона.

Руды относятся к окисленным и смешанным убогосульфидным легкообогатимым технологическим типам [4]. Суммарная массовая доля рудных минералов составляет не более 5%, более половины из которых приходится на оксиды, гидроксиды железа. Ведущим сульфидом является пирит с массовой долей до 2%. Галенит, халькопирит, сфалерит и блеклая руда содержатся в количестве до первых десятых процента. Гипергенные минералы представлены также гидроксидами марганца, сульфатами и карбонатами свинца, цинка и меди в виде микрокорок и пленочных образований. В полостях выщелачивания встречаются сажистые образования акантита, тяготеющие к скоплениям галенита и сфалерита, а также зеленого малахита в виде радиальных стяжений и аморфных скоплений. Также для зоны окисления характерны кубанит, ильменит? и лейкоксен.

Основным полезным компонентом руды является серебро, которое преимущественно представлено минералами аргентитом и акантитом (рис.1). Следует отметить, что самородное серебро, аргенторозит и сульфат серебра наблюдаются в единичных зернах и обнаружены только в южной части центральной рудной зоны.

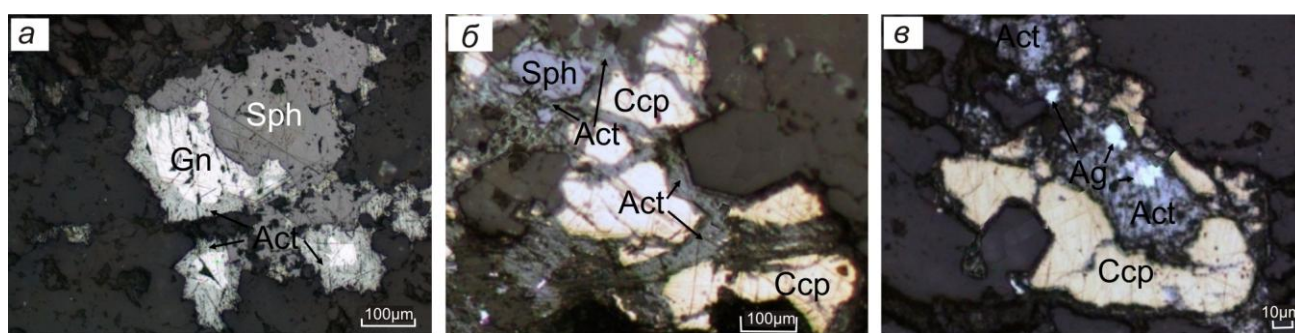


Рис. 1. А, б) аргентит-акантит (Act) развивается по краям зерен и микротрещинам галенита (Gn), халькопирита (Ccp) и сфалерита (Sph); в) самородное серебро (Ag) в сростках с акантитом, которые развиваются по халькопириту. Полированные шлифы. Николи.

Для *аргентита* характерны изометричные и уплощенные зерна свинцово-серого цвета, с размером выделений от 0.05 до 0.3 мм. Он также образует псевдоморфозы по галениту, при этом система микротрещин на поверхности его зерен наследует кубическую спайность галенита. Кроме того, на поверхности зерен аргентита микрозондовым анализатором зафиксированы частицы *сульфата серебра* со средней кристаллохимической формулой $Ag_{2,03}S_{1,00}O_{4,01}$ ($Ag \approx 60-70 \%$, $S \approx 9-10 \%$).

Акантит присутствует в виде сажистых налетов, либо рыхлых губчатых масс черного цвета. Микроскопическое исследование показало, что аргентит и акантит также развиваются по халькопириту и сфалериту, редко по пириту. Данные минералы могут образовывать неправильной формы выделения, отлагаться по микротрещинам. Содержание серебра по данным рентгеноспектрального микроанализа колеблется от 85.3 до 88.2 %, серы – 11.8-13.0 %, что соответствует средней кристаллохимической формуле - $Ag_{2,06}S_1$.

Арсенополибазит отмечается в виде единичных тонких вкраплений в кварцевых метасоматитах в ассоциации с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и баритом. Он был зафиксирован микроанализатором Camebax SX50 при детальном исследовании брикетного

аншлифа. Содержания элементов в минерале колеблются: Ag от 62.336 до 71,101 %, Cu от 6.577 до 12.22 %, Sb от 6.377 до 8.022 %, As от 2.432 до 3.031 % и S от 13.322 до 14.657

Самородное серебро было встречено в виде единичных тонких проволочек и пластинок, покрытых пленками серебряной черни, размером десятые доли миллиметра в гравеоконцентрах. Проведенные микроскопические исследования показали наличие самородного серебра, образующего просечки, неправильной формы выделения в ассоциации с аргентитом, аргентоярозитом, гидроксидами железа в кварце. Результаты рентгеноспектрального анализа показали, что серебро гомогенное и не содержит в своем составе других элементов.

Аргентоярозит образует скрытокристаллические агрегаты в тесном сростании с аргентитом, халькопиритом. Состав минерала: серебро (30.8-35.4 %), железо (20.0-31.0 %), свинец (5.0-6.7 %), медь (1.4-2.5 %) и сера (5.8-6.0 %).

Таким образом, установлено: 1. Основные формы нахождения серебра в виде аргентита, акантита; 2. Самородное серебро, аргентоярозит и сульфат серебра Ag_2SO_4 установлены только в единичных зернах в южной части центральной рудной зоны; 3. Не исключено, что Ag изоморфно входит в кристаллическую решетку блеклых руд.

Литература

1. Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3-15.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2011. Т. 438. № 3. С. 355-359.
3. Бучко И.В., Сорокин А.А. Фрагменты океанической коры в Пристановом поясе между Зверевским и Становым блоком (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455. № 1. С. 72-75.
4. Бучко И.В., Бучко Ир.В. Новые данные о геологическом строении месторождения Могот. Пристановой пояс (юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы всерос. науч.-практ. конф., 2-4 апреля 2013 г. - Якутск: Изд-во Сев.-Вост. федерал. ун-та им. М.К. Аммосова, 2013. Т. 1. С. 109-112.

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА
ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ АНАБАРСКОГО ЩИТА И ВЕРОЯТНЫЕ
ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЕГО КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ
(СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)**

Б.Б. Герасимов¹, BGerasimov@yandex.ru, В.И. Павлов², pavlovvi@alanab.ru

¹ ИГАБМ СО РАН, г. Якутск

² АО «Алмазы Анабара», г. Якутск

Изучены минералого-геохимические особенности россыпного золота бассейна среднего течения р. Большая Куонамка, с целью выделения индикаторных признаков россыпного золота, характерных для определенных формационных типов коренных источников золота и участков, перспективных на их обнаружение.

В верхнем течении р. Большая Куонамка дренирует архейские кристаллические породы Анабарского щита, а в среднем – рифейские, вендские и кембрийские терригенно-карбонатные образования его восточного обрамления. На исследованной территории прослеживаются выходы протерозойских и мезозойских интрузий основного и кислого состава, триасовых кимберлитов и верхнеюрских карбонатизированных брекчий щелочно-ультраосновного состава. Аллювиальный комплекс включает отложения русла, низкой и высокой пойм и четырех надпойменных террас. Мощность руслового аллювия достигает 3,5 м, а косового – 4,3 м. Петрографический состав грубообломочного материала руслового аллювия весьма разнообразный, что обусловлено его поступлением с Анабарского щита, и состоит из гранито-гнейсов, анортозитов, долеритов, кварцитов, кристаллических сланцев, диабазов, доломитов, песчаников, гравелитов и известняков.

Детальное исследование типоморфных особенностей россыпного золота восточного обрамления Анабарского щита позволило установить индикаторные признаки для различных предполагаемых формационных типов коренных источников.

Для золота *малосульфидной золото кварцевой формации* характерными признаками являются мелкий размер выделений (–0,25 мм), высокая пробность (>900‰), малый набор элементов микропримесей (Cu, Fe), а также простые формы индивидов – пластинчатая и комковидная. В нем обнаружены минеральные микровключения в основном кварца, реже – пирита и арсенопирита. Внутреннее строение золота сильно преобразовано и представлено структурами перекристаллизации, высокопробными межзерновыми прожилками и мощными высокопробными оболочками, что свидетельствует о неоднократном его переотложении из древних коллекторов в более молодые отложения. Это золото имеет широкое распространение на изученной территории. Коренные источники данной формации прогнозируются в Билляхской тектоно-флюидитной зоне, где предшественниками установлена золотоносность докембрийских кварцевых и сульфидно-кварцевых жил [1, 3, 4].

В высокопробном хорошо окатанном пластинчатом золоте установлены элементы-примеси Pd (от 4 до 7%), Cu (до 4%), Hg (0,1–0,5%), Pt (до 0,026%) и Ni (до 0,011%), а также включения железистой платины. Обнаружение такого комплекса индикаторных признаков в россыпном золоте послужило основанием предположить присутствие оруденений *золото платиноидной формации*. Высокомегистое золото (Cu до 27%), выявленное в бассейне среднего течения р. Большая Куонамка, вероятно, также генетически связано с этим формационным типом. Следует обратить внимание, что в россыпи палладистое золото ассоциирует с минералами платиновой группы, представленными поликсом (60%), родистой платиной (25%), хонгшитом (6%) и палладистой платиной (9%), что указывает на их единый источник. Золоторудные проявления золото платиноидной формации вероятно локализованы в расслоенных норит-анортозитовых плутонах Котуйкан-Монхолинской тектоно-флюидитной

зоны Анабарского щита. В этих породах установлены содержания золота до 0,5 г/т, палладия до 0,17 г/т и платины до 0,11 г/т [1], что является подтверждением данного вывода.

Наиболее информативными признаками россыпного золота для **золоторедкометальной формации** являются обнаруженные в нем микровключения самородного висмута, мальдонита, арсенопирита и теллуридов серебра и весьма широкие вариации пробности (от 307 до 950‰). Это золото представлено разнообразными формами (пластинчатыми, дендритовидными, комковидно-угловатыми и крючковатыми), в которых установлено среднезернистое и зональное внутреннее строение (рис. 1). Предполагаемые рудные проявления данной формации, вероятно, приурочены к Билляхской тектоно-флюидитной зоне.

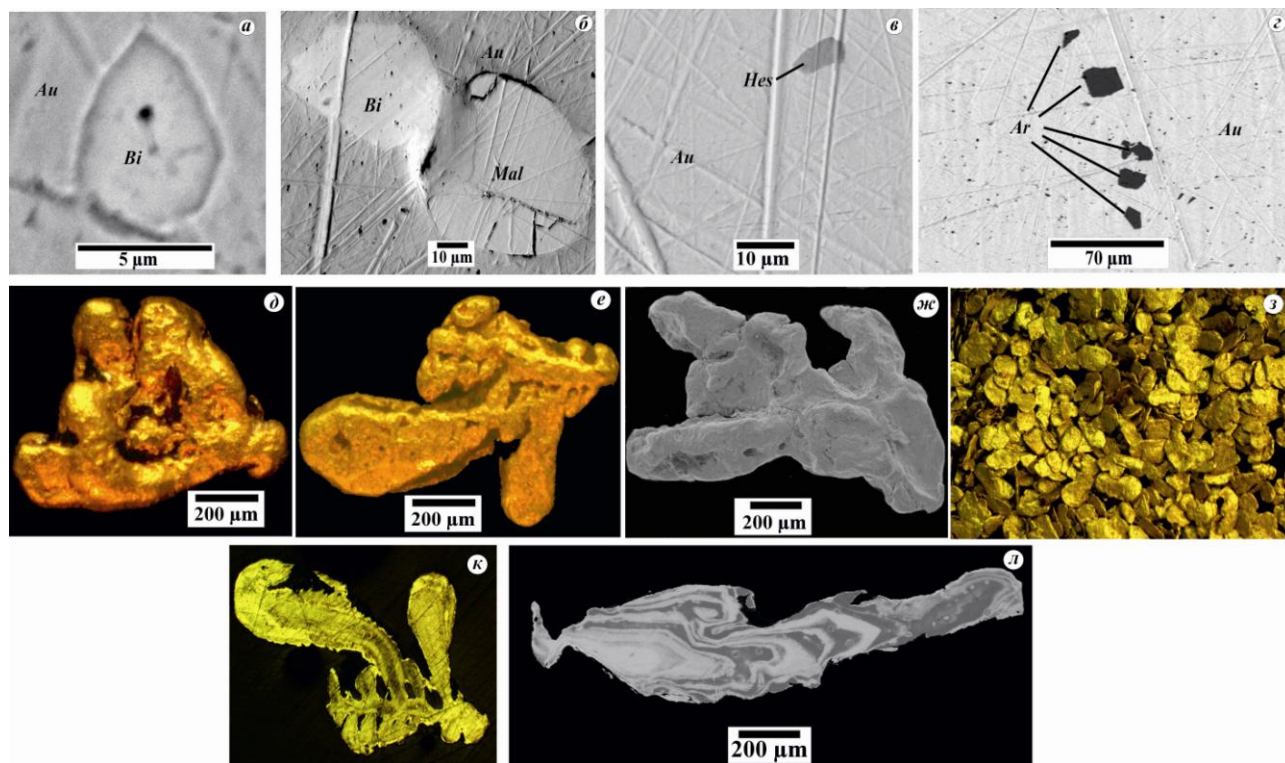


Рис. 1. Индикаторные признаки золота золоторедкометальной формации: а-з – минеральные включения в золоте (Au): а – самородного висмута (Bi), б – сростания самородного висмута (Bi) и мальдонита (Mal), в – гессита (Hes), з – арсенопирита (Ar); д, ж – золотины дендритовидной формы; з – пластинчатое золото в навале; к – зональная структура полукатанного относительно низкопробного золота; л – яснозональная структура электрума.

В правых притоках среднего течения р. Большая Куонамка – Небайбыт и Мачала, наряду с типичным хорошо окатанным высокопробным пластинчатым золотом, обнаружено золото рудного облика ближнего сноса. Пробность его варьирует в весьма широких пределах – от низкого (электрум) до весьма высокого. Как правило, такое золото встречается в классе -0,2 мм. Оно представлено изометричными кристаллами, угловато-комковидными и пластинчатыми формами, а также своеобразными крючковатыми индивидами (рис. 2). Данный факт позволяет предположить о наличии в районе близлежащего коренного источника.

Анализ литературных данных показал, что наиболее перспективным участком в плане обнаружения рудного источника является зона тектонического дробления, простирающаяся в субмеридиональном направлении и охватывающая среднее течение рр. Арбайбыт, Мачала, Талахтах и Небайбыт [2, 4]. Нами были изучены катаклазированные доломитистые известняки, обнажающиеся по бортам рр. Мачала и Талахтах. Породы пронизаны маломощными кварцевыми и кальцитовыми прожилками. Широко распространены тектонические брекчии. В результате микрозондовых исследований аншлифов, изготовленных из образцов данной тектонической зоны, выявлена вкрапленная благороднометальная и сульфидная минерализация измененных карбонатных пород.

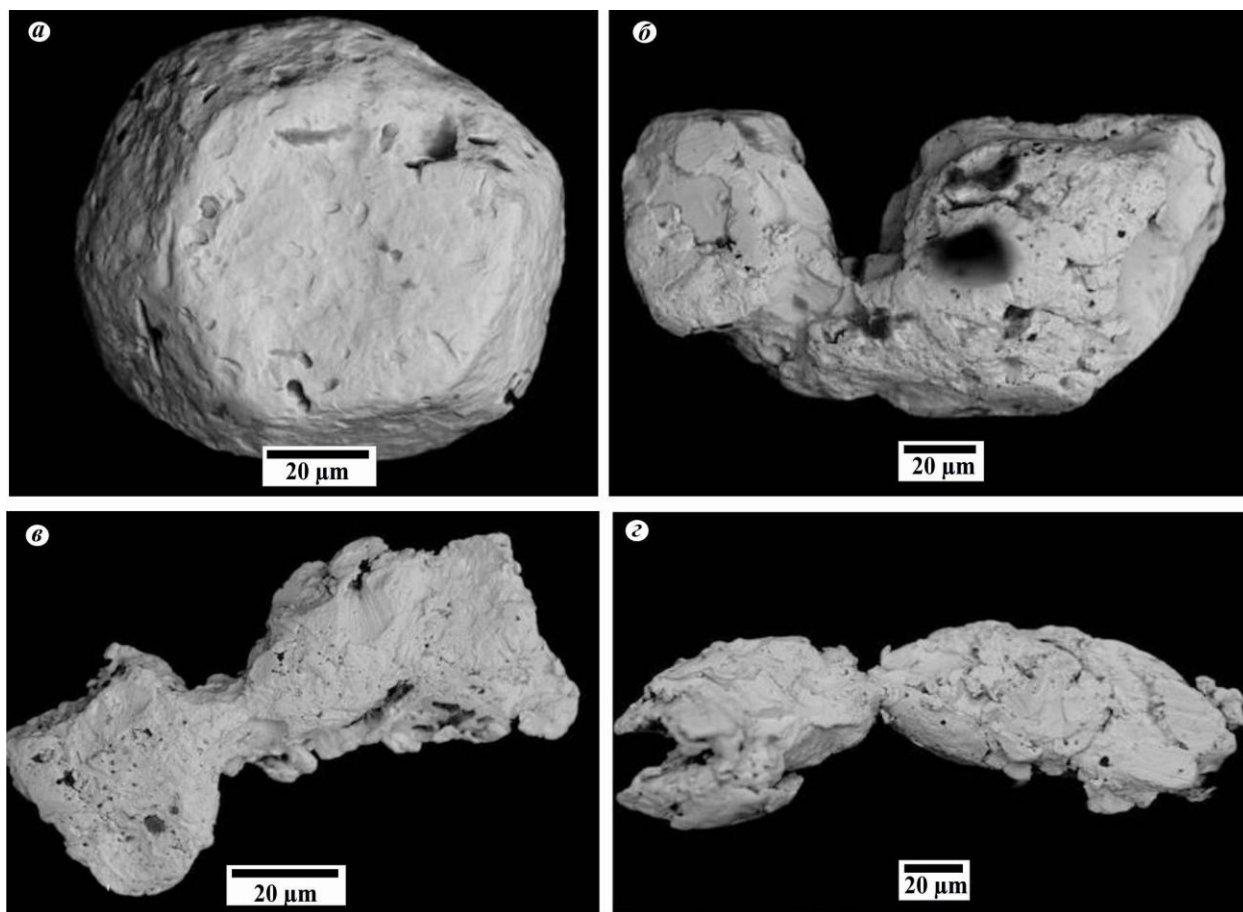


Рис.2. Морфология рудного золота: *а* – изометричный кристалл, *б* – сросток кристаллов, *в* – пластинка неправильной формы, *г* – веретенообразное золото.

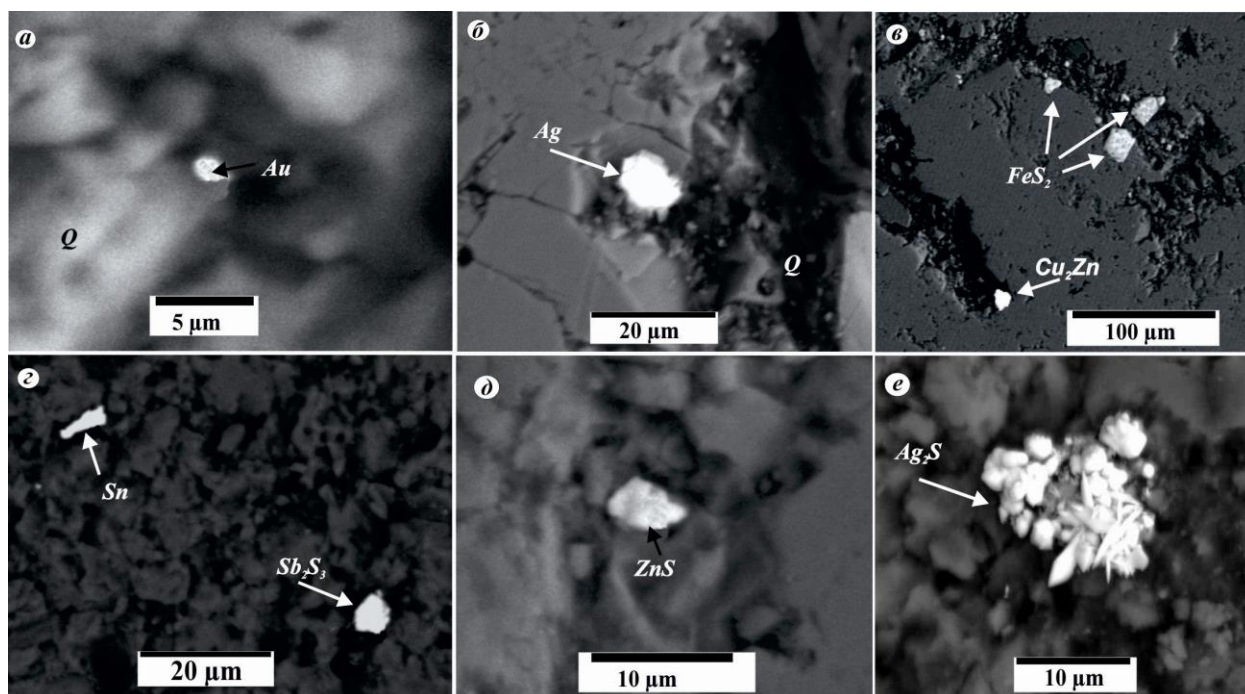


Рис. 3. Формы выделений рудных минералов зоны вкрапленной золоторудной минерализации восточного обрамления Анабарского массива: *а* – золоти́на каплевидной формы в микротрещине кварца; *б* – изометричное зерно серебра в кварцевом прожилке; *в* – кристаллы пирита и зерно цинкистой меди в микротрещине доломитистого известняка; *г* – пластинка самородного олова и зерно антимонита в карбонатной матрице; *д* – изометричное выделение сфалерита; *е* – микрокристаллы аргентита в измененном доломите.

Оруденение представлено мельчайшими выделениями золота, серебра, пирита, арсенопирита, антимонита, молибденита, аргентита, цинкистой меди и самородного олова (рис. 3). Золото и серебро развиты главным образом в микротрещинах кварца и характеризуются изометричными формами и мелкими (до 10 мкм) размерами (рис. 3, а-б). Среди сульфидов наиболее распространен пирит, представленный в основном кубическими кристаллами и их агрегатами (рис. 3, в). В резко подчиненном количестве отмечаются весьма мелкие (до 5 мкм) выделения антимонита (рис. 3, г), молибденита, сфалерита (рис. 3, д), аргентита (рис. 2, е) и арсенопирита. Цинкистая медь встречается в виде относительно крупных (до 40 мкм) изометричных зерен (рис. 3, в), а также трещинных (пластинчатых) форм. Иногда наблюдаются пластинчатые выделения самородного олова (рис. 3, г).

На основании вышеизложенного, справедливо предположить, что коренным источником весьма мелкого неокатанного золота ближнего сноса могло служить описанное проявление вкрапленной рудной минерализации. Выявленный парагенезис минералов позволяет предварительно отнести данное оруденение к **золотосульфидно-кварцевой формации**.

Таким образом, сопоставление полученных данных по типоморфизму золота с историей геологического развития и металлогенической позицией исследованной территории дало основание определить участки перспективные на обнаружение оруденений малосульфидной золотокварцевой, золотоплатиноидной, золоторедкометальной и золотосульфидно-кварцевой рудных формаций. Установленные индикаторные признаки могут использоваться в качестве дополнительных поисковых критериев на разных этапах изучения потенциально золотоносных районов северо-востока Сибирской платформы.

Впервые изучена вкрапленная золоторудная минерализация, приуроченная к зоне тектонического дробления карбонатных пород венд-кембрийского возраста восточного обрамления Анабарского массива. Безусловно, минерализованная зона требует дальнейшего более детального изучения, что может пролить свет на природу коренных источников благородных металлов восточной части Анабарского массива и в целом всего северо-востока Сибирской платформы.

Статья подготовлена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-45-140018 p_a и договорных НИР с АО «Алмазы Анабара».

Литература

1. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. Санкт-Петербург, 2002. – 822 с.
2. Духанин С.Ф., Эрлих Э. Н. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200 000 (Лист R-49-XVII, XVIII – серия Анабарская). Москва, 1967. – 70 с.
3. Толстов А. В. Перспективы золотоносности Анабарской антеклизы // Вестник госкомгеологии, 2002. № 1(2). – С. 44-49.
4. Толстов А. В. Закономерности образования и размещения главных рудоносных формаций северной части Сибирской платформы. // Рукопись диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Якутск, 2006. – 312 с.

ШТАММОВЫЕ РАЗЛИЧИЯ СОРБЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ МИКРОМИЦЕТА *CLADOSPORIUM CLADOSPORIOIDES*

Л.М. Павлова¹, pav@ascnet.ru, Л.П. Шумилова¹, В.И. Радомская¹, В.В. Иванов²

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

² Институт геологии ДВО РАН, Владивосток

Введение. Показатели концентрирования элементов живыми организмами по отношению к среде, из которой они извлекались, могут составлять многие сотни и тысячи раз [11]. В этом отношении величины сорбционной емкости грибной биомассы по отношению к широкому спектру элементов, либо селективность по отношению к ионам одного элемента являются очень важными характеристиками при использовании их в качестве биосорбентов. Но высокие показатели сорбционной активности мицелиальной биомассы, полученные для одноэлементных растворов, не сохраняются для многокомпонентных растворов [4]. Информации о характере воздействия мультикомпонентных растворов на биосорбционные процессы крайне недостаточно. Поэтому целью данной работы явился анализ сорбционной активности выделенных из разных мест обитания штаммов микромицета *Cladosporium cladosporioides* в процессе извлечения элементов из многокомпонентных растворов.

Материалы и методы. В экспериментах использовали грибную биомассу нескольких штаммов *Cladosporium cladosporioides* (Fresen.) G.A. de Vries, выделенных из техногенных городских почв – г, из почвогрунтов золоторудного месторождения Албын – а; из природных горных буро-таежных почв – пр. Выбор вида микромицета обусловлен его повсеместной встречаемостью и доминированием в природных сообществах [3, 10]. Грибную биомассу наращивали методом глубинного культивирования в жидкой среде Чапека. Критерием сорбционной активности грибной биомассы служила её емкость как для отдельных элементов, так и для всего спектра используемых в опытах элементов. Контакт биомассы (в соотношении с растворами (мг/мл) 2:1) осуществляли в течение 6 суток в статических стандартных условиях и периодическом перемешивании. Использовали два варианта многокомпонентных растворов – с концентрациями каждого элемента по 0,5 мг/л, pH 3,2 и 50 мг/л, pH 1,7, преимущественно азотнокислых солей Zn(II), Hg(II), Fe(III), Ni(II), Mn(II), Pb(II), Cd(II), Cu(II), Co(II), Bi(III), V(V), Sr(II), Se(V), солянокислых Sn(IV), Sb(III), As(III) и водного Cr(VI). Выбор элементов был обусловлен их принадлежностью к группе тяжелых металлов и металлоидов, считающихся наиболее токсичными загрязнителями окружающей среды. Среди них Hg, Pb, Cd, Zn характеризуются высокой токсичностью и широкой распространенностью за счет поступления в окружающую среду с промышленно-бытовыми выбросами и стоками, а Mn, Co, Zn, Cu, Se одновременно являются и умеренно опасными, и жизненно необходимыми для живых организмов. После биосорбции определяли остаточное содержание элементов в растворах масс-спектральным (X-7, *Thermo Elemental*, США) и атомно-эмиссионным (ICAP-61, *Thermo Jarrell Ash*, США) методами (ИЦ ИПТМ РАН) и рассчитывали сорбционную емкость (А, мг/г) грибной биомассы на абсолютно-сухой вес как описано [8]. Электронно-микроскопические исследования осуществляли с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6490LV с ЭДС INCA Energy, X-max и ВДС INCA Wave (лаб. микро- и наноисследований ДВГИ ДВО РАН).

Результаты и их обсуждение. В табл. 1 представлены суммарные показатели сорбционной емкости грибной биомассы, рассчитанные для каждого штамма микромицета по всей группе извлеченных элементов. Анализ полученных данных позволяет констатировать, что эти значения даже в пределах грибного вида сильно разнятся – штаммы с разными генетическими адаптациями значительно различаются по сорбционной активности – разница в извлечении металлов как из сильно концентрированных растворов, так и из менее

концентрированных, достигает двукратной величины. Среди исследуемых выделенный из урбанизированных почв штамм отличается наиболее высокой степенью сорбционной емкости относительно других штаммов, выделенных из природных почв и техногенных почвогрунтов.

Таблица 1 – Суммарные показатели сорбционной емкости (А, мг/г) грибной биомассы, рассчитанные по степени извлечения группы элементов с концентрацией каждого: 0,5 мг/л – в числителе; 50 мг/л – в знаменателе

Сорбционная емкость (А), мг/г:	<i>Cladosporium cladosporioides</i>		
	Штамм г	Штамм пр	Штамм а
суммарная по 17 элементам	$\frac{2,37}{133,04}$	$\frac{1,81}{113,74}$	$\frac{1,10}{67,29}$
усредненная для 1 элемента	$\frac{0,20}{11,09}$	$\frac{0,15}{9,48}$	$\frac{0,09}{5,61}$
усредненная для 1 элемента по виду <i>C.cladosporioides</i>	$\frac{0,15}{8,72}$		

Сорбционные ряды, построенные по степени увеличения количественного показателя сорбционной емкости в отношении извлекаемых ионов (рис. 1), свидетельствуют о том, что все штаммы характеризуются максимальным извлечением преимущественно пяти элементов – Hg, Sn, Bi, Pb, Fe (от 60 до 99 %) как из разбавленных, так и из концентрированных растворов. Из концентрированных растворов в больших количествах извлекаются еще Se и Sb. Для V, Co, Mn, As, Zn, Sr показатели сорбционной емкости из концентрированных растворов составляют первые единицы мг на г биомассы для всех трех штаммов микромицетов (рис. 1 б). Для Cd, Cu, Cr, Ni варьирование этого показателя не столь значительно, сохраняется на уровне 10 мг/г. В целом более высокие показатели сорбционной емкости характерны для штамма, выделенного из урбанизированной почвы. Микромицеты, резистентные ко многим антропогенным воздействиям характеризуются высоким адаптационным потенциалом и хорошей регенерирующей способностью за счет наличия в их клеточных структурах различных функциональных групп, способных к образованию разнообразных химических связей с тяжелыми металлами [5]. Это обстоятельство объясняет более интенсивное связывание химических элементов клеточной поверхностью штамма *C. cladosporioides*, выделенного из более загрязненных мест обитания – городских почв.

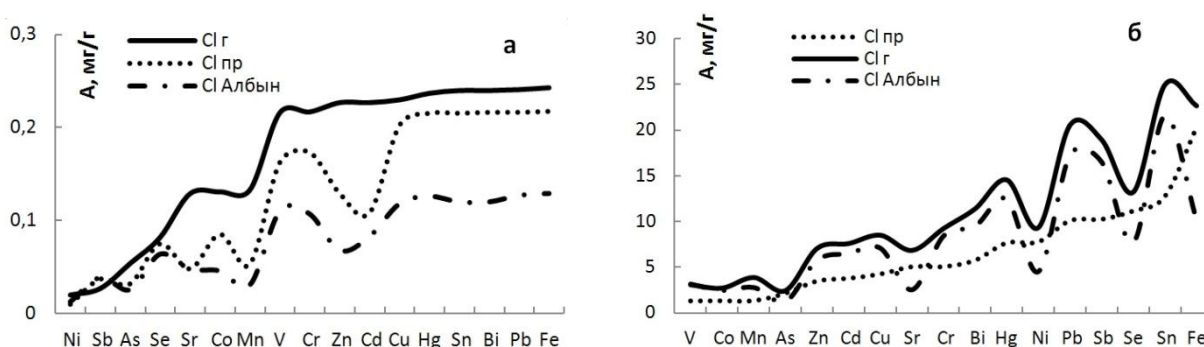


Рис. 1. Ряды по степени увеличения сорбируемости ионов грибной биомассой из многокомпонентных растворов с разной исходной концентрацией элементов и pH: а - 0,5 мг/л; б - 50 мг/л.

Извлечение химических элементов из растворов микробной биомассой происходит как за счет метаболического поглощения, так и за счет биосорбции [6, 12-14]. Метаболическое поглощение – процесс длительный, обеспечивающий проникновение элемента во внутриклеточное пространство и связывание его внутриклеточными веществами и органеллами по механизмам ионного обмена, либо ковалентного связывания. Биосорбционный процесс идет сравнительно быстрее либо по пути частичного микроосаждения, когда элементы закрепляются на поверхности клеточных стенок (КС) в результате неспецифического физико-химического взаимодействия, либо за счет взаимодействия ионов металлов с активными функциональными группами КС по реакциям ионного обмена, ковалентного связывания, комплексообразования. В

результате на биосорбентах могут образовываться агрегаты, дискретные частицы, кристаллы [9]. Электронно-микроскопический анализ грибной биомассы с сорбированными из полиэлементных растворов ионами показал образованные частицы и кристаллы разного состава (рис. 2).

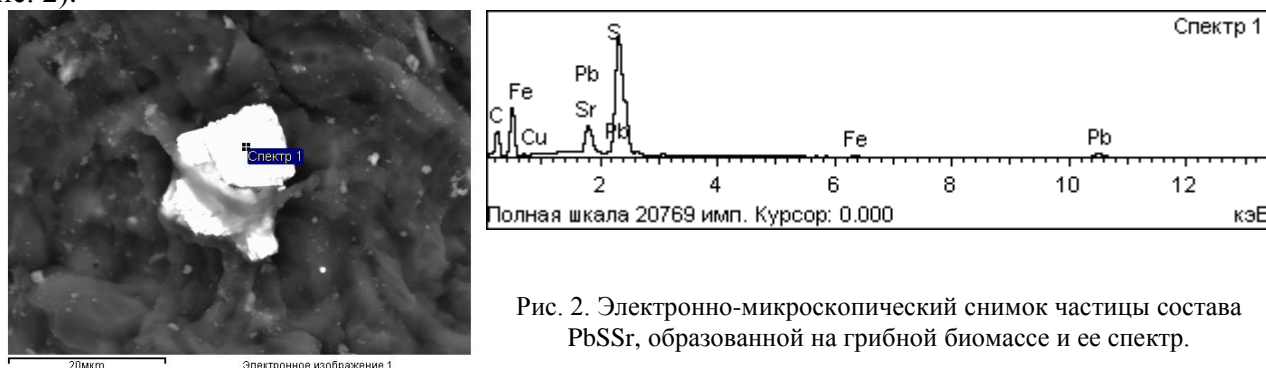


Рис. 2. Электронно-микроскопический снимок частицы состава PbSSr, образованной на грибной биомассе и ее спектр.

Сорбционной способностью грибы обязаны хитин-глюкановому комплексу клеточной оболочки своего мицелия. Макромолекулы хитина находятся в микрофибриллах (размерами 15-25 нм х 1-2 мкм), расположенных в клеточной стенке в виде пространственной решетки, а промежутки между ними заполнены глюканами, обладающими высокой проницаемостью для водных растворов, благодаря чему сорбционная площадь микрофибрилл может превышать 1000 м² в 1 г грибной биомассы [7, 2]. Кроме того, небольшое расстояние между микрофибриллами (~ 5-10 нм) гарантирует высокую вероятность захвата ионов металлов из раствора. Основными функционально-активными группами хитин-глюканового комплекса являются ацетоамидогруппы с высокой электронно-донорной способностью атомов азота и кислорода, гидроксильные, карбоксильные и карбонильные группы структурных полисахаридов грибов, amino-, сульфатные и фосфатные группы.

Определяющими факторами при извлечении химических элементов из жидких сред сорбентами биологической природы являются физико-химическое состояние самого биосорбента, природа и валентное состояние сорбируемых элементов, pH среды их взаимодействия. Наблюдаемая нами тенденция преимущественного связывания одних элементов перед другими может быть объяснена не только формой нахождения металла в растворе, но также его ионным радиусом и плотностью заряда. Для объяснения полученных результатов мы попытались проанализировать связь электронной структуры рассматриваемых элементов, их заряд, структуру ионов в кислой среде. Рассматриваемые элементы охватывают почти все группы Периодической системы: большая часть представлена *d*-элементами (Cu, Zn, Cd, Hg, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni), *p*-элементами (Sn, Pb, As, Sb, Bi, Se) и щелочноземельным *s*-элементом 2 группы – Sr. Вследствие незаполненности *d*-оболочек и наличия близких по энергии незаполненных *ns*- и *np*-уровней, *d*-элементы склонны к комплексообразованию. Среди *p*-элементов неметаллы Sn, As, Se имеют сильную электроотрицательность, металлы Pb, Sb, Bi – умеренно активные, их активность повышается вниз по таблице.

По [1] двухвалентные ионы металлов первого переходного ряда от Mn(II) до Cu(II) предпочтительно связываются в местах, где находится наибольшее число N-донорных атомов, а ионы Zn(II) предпочтительно образуют связь с донорными атомами N или S в зависимости от степени хелатирования; Cd(II), Hg(II), Pb(II) предпочитают места связывания с донорными атомами S. Сорбируемость Cd при низком значении pH на хитиновом сорбенте невелика, повышается лишь при pH >4 [2]. Ионы переходных металлов, обладающие *d*-электронами, хорошо сорбируются хитин-глюкановым комплексом, что полностью коррелирует с увеличением радиуса сорбируемого металла и его поляризационной активности. Способность ионов сорбироваться зависит от их радиуса и плотности заряда. Тяжелые двухвалентные металлы, за исключением Mn(II), который проявляет большую склонность к редокс-реакциям, с радиусом ионов, близкими к радиусу Fe(III), проявляют высокую степень редукционного закрепления.

Ион Pb обладает наибольшим радиусом, поэтому сорбционная емкость сорбента по отношению к ионам Pb(II) максимальна. При сравнении сорбционных рядов металлов обращает на себя внимание изменение положения Sb. Вероятно с повышением pH (с 1 до 3) происходит частичный гидролиз, за счет чего частичный переход Sb(V) в комплекс $[HSbO_3]^-$. Чем выше плотность заряда или отношение величины заряда к радиусу иона металла, тем больше вероятность для металла подвергнуться гидролизу в водных растворах с образованием гидрокомплексов [1], которые могут выпадать в осадок или образовывать трудно сорбируемые полиядерные комплексы. Cr(III) даже в кислых растворах претерпевает гидролиз и образует осадки. Ион Zn обнаруживает довольно сильную тенденцию к образованию гидрокомплексов, возможно из-за его склонности принимать тетраэдрическую конфигурацию при малом радиусе и высоком отношении заряд/радиус иона металла [1], что объясняет их положение в рядах сорбируемости.

Выводы. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что штаммы микроскопических грибов, выделенные из местообитаний с высокой антропогенной нагрузкой, обладают более высокими сорбционными свойствами в отношении ряда токсичных элементов. Обусловлены эти закономерности не только физиолого-биохимическими особенностями и генетическими адаптациями грибов, но и химическими свойствами самих элементов. Накопление информации о сорбционных характеристиках сорбентов природного происхождения поможет найти оптимальное решение проблемы утилизации жидких техногенных отходов, содержащих примеси тяжелых металлов. На сегодняшний день не существует какого-то одного, полностью универсального метода, позволяющего с минимальными затратами осуществлять групповое извлечение тяжелых металлов из многокомпонентных растворов. Сорбционные свойства микроскопических грибов могут найти широкое применение в биотехнологиях по очистке промышленных стоков или извлечению ценных элементов.

Литература

1. Бингам Ф.Т., Коста М., Эйхенбергер Э. и др. Некоторые вопросы токсичности ионов металлов / Пер. с англ. / Под ред. Зигеля Х., Зигель А. М.: Мир, 1993. — 368 с.
2. Горовой Л.Ф., Косяков В.Н. Клеточная стенка грибов – оптимальная структура для биосорбции // Биополимеры и клетка. 1996. Т.12(4). С. 49-60.
3. Шумилова Л.П., Куимова Н.Г. и др. Разнообразие и структура комплексов микроскопических грибов в почвах города Благовещенска // Микология и фитопатология. 2014. № 4. С. 240-247.
4. Filipovic-Kovacevic Z., Sipos Lbriski F. Biosorption of chromium, copper, nickel and zinc ions onto fungal pellets of *Aspergillus niger* 405 from aqueous solutions // Food Technol. Biotechnol. 2000. 38. 211-216.
5. Fogarty R., Tobin J. Fungal melanins and their interactions with metals // Enzyme end Microb. Technol. 1996. V. 19(4). P. 311-317.
6. Gadd G.M. Heavy metal accumulation by bacteria and other microorganisms // Experientia. 1990. V.46. P.834-840.
7. Hernandez R.B., [Yola](#) O. R. et al. Coordination study of chitosan and Fe^{3+} // J. of Molecular Structure. 2008. V.877(1-3). P. 89-99.
8. Pavlova L. M., Radomskaya V. I., Shumilova et al. Biomineralization of Platinum by Microorganisms // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 473(2). P. 457–460. DOI: 10.1134/S1028334X17040195
9. Pavlova L. M., Radomskaya V. I., Shumilova L.P. et al. Experimental Modeling of Platinum Biomineralization by Microscopic Fungi Isolated from a Lignite Deposit // Geochem.International. 2018. V. 56(5). P. 450–461. DOI: 10.1134/S0016702918050063
10. Shumilova L.P., Pavlova L.M. Structural characteristics of natural mountain brown taiga soils micromycetes communities (North-East of the Amur Region, Far East, Russia) // Asian J. of Microbiol., Biotechnol. and Environ. Sci. 2018. V. 20(3). P. 316-328.
11. Viera R. H.S.F., Volesky B. Biosorption: a solution to pollution? // Int. Microbiol. 2000. V.3. P. 17-24.
12. Volesky B. Biosorption by fungal biomass In: Biosorption of heavy metals. Ed. Volesky B. Florida: CRC press. 1990. P. 139-171.
13. Volesky B., Holan Z.R. Biosorption of heavy metals // Biotechnol. Prog. 1995. V.11. P.235-250.
14. Xu X.Q., Li X.M. et al. Biosorption of lead and copper ions by *Penicillium simplicissimum* immobilized on a loof a sponge immobilized biomass // Acta Sci. Circumst. 2008. V.28. P 95-100.

О БИОМИНЕРАЛИЗАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

Л.М. Павлова¹, pav@ascnet.ru, В.И. Радомская¹, Э.В. Некрасов², Л.П. Шумилова¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

²Амурский филиал ботанического сада-института ДВО РАН, Благовещенск

Чрезвычайная лабильность метаболизма микроорганизмов, определяющая их существование в любых земных средах и условиях, высокая скорость размножения в совокупности с громадной численностью популяций – всё это позволяет рассматривать эту группу организмов в качестве биогеохимического фактора минералообразования. Исследование процессов биоминерализации элементов платиновой группы (ЭПГ) актуально как с точки зрения выяснения роли микробиоты в геохимических циклах элементов, так и с точки зрения использования полученных знаний для создания инновационных биотехнологий очистки промышленных стоков, получения катализаторов и т.д. О предполагаемом бактериальном механизме образования микробиолитов Pt в растительных клетках древесины гнилых пней, коры и сосновых шишек на Мыкерт-Санжеевском месторождении сообщали [20]. В селективном концентрировании Pt океаническими Fe-Mn конкрециями по [4] важна роль биохимических процессов. Благороднометальное оруденение в углеродистых породах к настоящему моменту – общепризнанный геологический факт. Известно о находках платиноидных минералов в бурогольных месторождениях Дальнего Востока [17, 19]. Предложены возможные механизмы и пути их образования [2, 5, 18, 19], среди которых биохимические реакции не отрицаются, но характеризуется достаточно лаконично. В модельных лабораторных экспериментах достоверно доказана возможность накопления БМ различными органическими матрицами – бурым углем, выделенными из него гуминовыми кислотами (ГК), нерастворимым органоминеральным остатком (НОС) [7, 16, 25, 26], получены данные, свидетельствующие о потенциальной возможности биогенной минерализации БМ микроскопическими грибами [6, 9, 11, 12, 26, 28].

В силу своих природных физиологических свойств микроскопические грибы играют ведущую роль в процессах трансформации органического вещества и на стадии торфонакопления являются его основными минерализаторами – запасы сухой грибной биомассы в метровой толще торфяной залежи на 1 га могут достигать 13 т, а суммарная длина грибного мицелия – тысяч м/г торфа [3, 8]. Клеточная стенка (КС) грибных гиф состоит из связанных поперечными связями волокон полисахаридов (хитина, глюканов, целлюлозы) и матричного материала, главным образом, нецеллюлозных глюканов различных типов, маннанов, хитозана, галактанов, белков, меланиновых пигментов, липидов, неорганических солей. Такой сложный комплекс биополимеров характеризуется наличием множества различных ионогенных групп – гидроксильных, карбоксильных, карбонильных, фосфатных, серосодержащих, амино- и амидогрупп, характеризующихся высокой сорбционной активностью по отношению к ионам металлов за счет образования различных связей – водородных, ионных, и процессов комплексообразования.

Основным механизмом накопления благородных металлов углеродистым веществом считается хемосорбция [2], а наиболее вероятными химическими акцепторами – кислородсодержащие функциональные группы типа -СО и -СООН. Но в экспериментах по сорбции Pt и Au углеродистым веществом [15] обнаружено высокое содержание Au при крайне низком содержании этих функциональных групп. Восстановление ионов БМ и ЭПГ до наноразмерных кристаллических частиц в водных экстрактах из растений [27, 31, 32, 34], как предполагают, происходит за счет присутствия в экстрактивных растворах значительного количества альдегидных и гидроксильных групп, амидных и карбонильных. По [2, 29] накопление БМ угленосными прослоями может проходить и по механизму

комплексообразования. Бактерии, грибы, вирусы также могут активно осуществлять биосинтез наночастиц БМ и ЭПГ [24, 30, 35], при этом сорбция ионов $Pd(II)$ бактерией *Escherichia coli* проходит значительно быстрее и легче, чем ионов $Pt(IV)$, вероятно за счет различной степени сродства с сайтами связывания на поверхности клеток, в качестве которых у *E. coli* служат различные функциональные группы, такие как аминные, карбоксильные, и фосфатные [23]. В биосорбции ионов тяжелых металлов (ТМ) биомассой *Penicillium chrysogenum* [33] участвуют карбоксильные и фосфатные группы КС. Причем $Zn(II)$ преимущественно связывается с фосфатными группами, тогда как $Pb(II)$ – с карбоксильными группами и лишь при более высоких концентрациях с фосфатными, но при комплексообразовании ТМ нельзя исключать участия и других функциональных групп. Например, в случае с *Penicillium brevicompactum* низкомолекулярные тиол-содержащие пептиды были ответственны за связывание ионов кобальта [21], а у *Aspergillus niger* связывание ионов меди зависело от возраста и физиологического состояния мицелия: незрелый вегетативный мицелий гриба накапливал медь снаружи с участием серосодержащих лигандов, а зрелый – с участием фосфатных групп [22].

Нами ранее [11, 12, 26] было показано, что микроскопические грибы оказались наиболее активными агентами-накопителями ЭПГ (рис. 1, 2) – показатели сорбционной емкости грибной биомассы значительно превышали таковые для торфа, при этом часть ионов Pt восстанавливалась на грибной биомассе до наноразмерных форм. Максимальные количества Pt и Pd (84-89%) извлекались грибной биомассой из кислых растворов (рН 1-2), при которых в растворе доминируют их хлорокомплексы. Но наличие металлической платины на поверхности клеточной оболочки было выявлено после сорбции платины при рН 6.36. Хотя с уменьшением кислотности раствора за счет реакций гидратации и гидролиза формируются различные по составу растворимые аквахлоро- и аквагидрохлорокомплексы, полиядерные комплексы ЭПГ [1, 14], которые значительно труднее сорбируются грибной биомассой [11]. По-видимому, первоначальное взаимодействие КС с комплексами Pt осуществляется по механизмам физической и хемосорбции с последующим восстановлением адсорбированных ионов до нулевого состояния за счет продуктов жизнедеятельности микроорганизмов, которое завершается агрегацией нульвалентных частиц в образования наноразмерных форм.

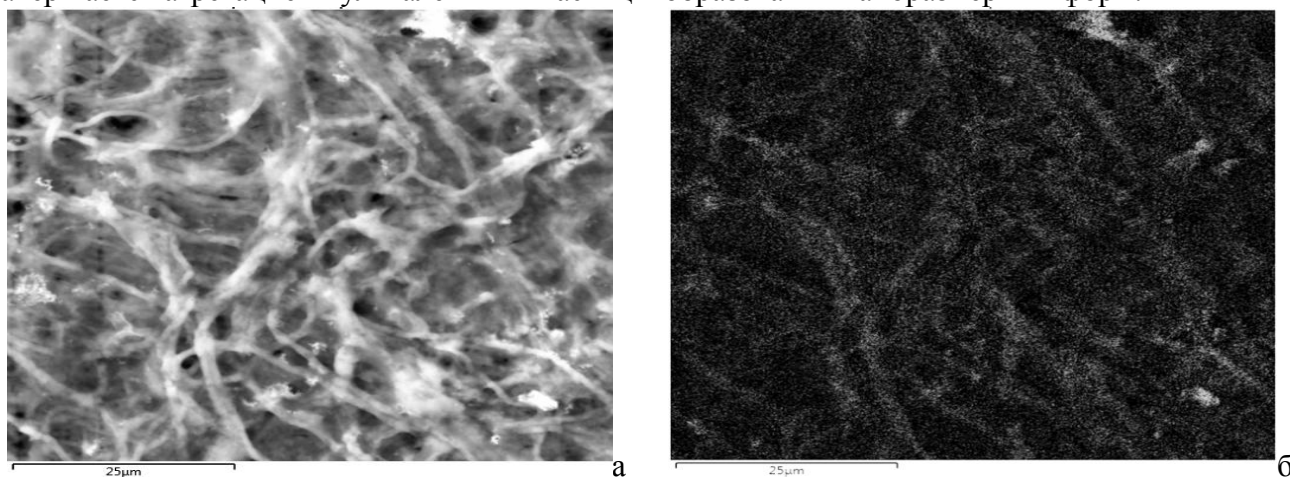


Рис.1. Электронно-микроскопическое изображение грибной биомассы с сорбированной платиной, в отраженных электронах (а) и в характеристических лучах Pt (б).

Предварительные данные по биосорбции Pd также свидетельствуют о сложном и неоднозначном механизме его взаимодействия с разными органическими матрицами. На торфе и частично на НОС обнаружено присутствие Pd как в сорбированном виде, так и в виде металлической фазы, тогда как на ГК и грибной биомассе восстановленных форм палладия не было выявлено. Вероятно, сорбция Pd микромицетами объясняется координационным взаимодействием сорбируемого компонента с функциональными группами поверхности мицелия и возрастала по мере внедрения гидроксильных групп в координационную сферу комплексов клеточной стенки. Другим процессом, закрепляющим ионы Pd на поверхности сорбента, вероятно, может быть ионный обмен.

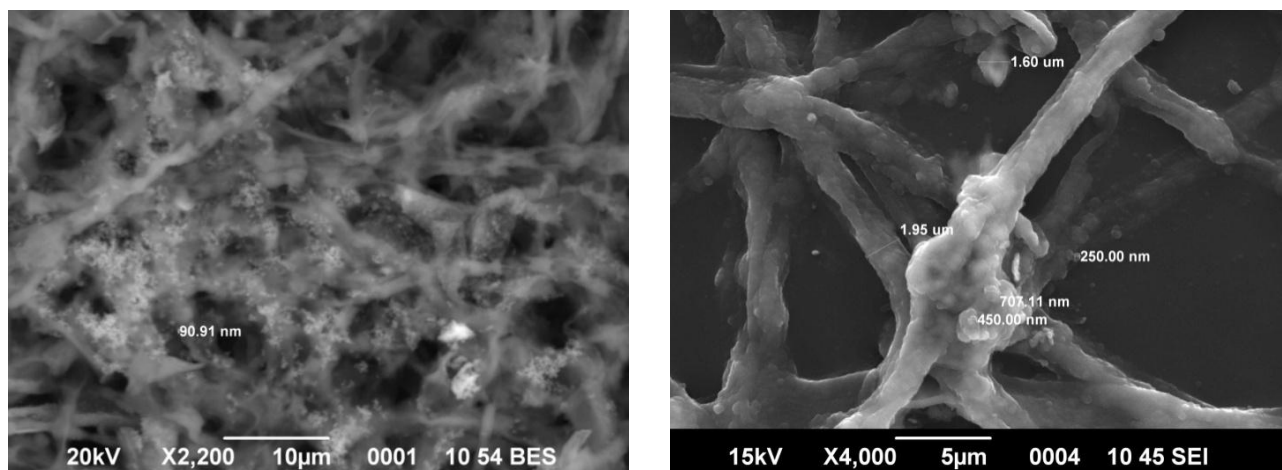


Рис. 2. Мицелий микроскопического гриба с сорбированными частицами Pd.

Оценка вклада некоторых ионогенных групп грибной клеточной стенки в процессы биосорбции хлорокомплексов Pd(II) в слабокислой среде (pH ~6), наиболее характерной для природных условий, показала, что в процессе сорбции участвуют гидроксильные и в меньшей степени аминные группы [10, 13]. Роль карбоксильных и карбонильных групп клеточной стенки в этих условиях осталась под вопросом, а серо- и фосфорсодержащих – не была исследована.

Таким образом, работ о биогенезе нанодисперсных форм БМ в высокоуглеродистых образованиях не так много, и освещают они отдельные стороны благороднометаллической биоминерализации. Полученные нами данные свидетельствуют, что в природных условиях палеообстановок торфонакопления при синтетическом поступлении платиносодержащих растворов функциональные группы КС микроскопических грибов могут служить центрами аккумуляции и минерализации ЭПГ. Эти результаты расширяют представления о характере формирования наночастиц ЭПГ в угленосных палеобассейнах, что, несомненно, может представлять определенный интерес для теории биогенного низкотемпературного рудообразования, а также для определения степени участия и роли микроорганизмов в обогащении органического вещества благородными металлами, а также могут найти применение для решения прикладных задач в бионанотехнологии – для выяснения механизмов, параметров, условий биосинтеза наночастиц платиновых металлов, получения катализаторов.

Литература

1. Буслаева Т.М., Симанова С.А. Состояние платиновых металлов в растворах // Аналитическая химия металлов платиновой группы: Сб. Обзорных статей / Ред. Золотов Ю.А. и др. М.: Едиториал УРСС, 2003 - 592 с.
2. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Кошечева и др. О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // Геохимия. 1994. № 6. С. 814-824.
3. Головченко А.В., Добровольская Н.Г., Инишева Л.И. Структура и запасы микробной биомассы в олиготрофных торфяниках южно-таежной подзоны Западной Сибири // Почвоведение. 2002. № 12. С. 1468-1473.
4. Жмодик С.М., Белянин Д.К., Миронов А.Г. и др. Роль биогенного фактора в накоплении платины океаническими железомарганцевыми конкрециями // Доклады Академии наук. 2009. Т. 426(5). С. 658-663.
5. Кубракова И.В., Тютюник О.А., Кошечева И.Я. и др. Миграционное поведение платиновых металлов в природно-техногенных системах // Геохимия. 2017. № 1. С. 68-85.
6. Куимова Н.Г., Жилин О.В., Павлова Л.М. Аккумуляция и биоминерализация благородных металлов микромицетами // Микология и фитопатология. 2008. Т. 42(2). С. 342-353.
7. Куимова Н.Г., Павлова Л.М., Сорокин А.П., Носкова Л.П. Экспериментальное моделирование процессов концентрирования золота в торфах // Литосфера. 2011. № 4. С. 131-136.
8. Кураков А.В., Лаврентьев Р.Б., Нечитайло Т.Ю. и др. Разнообразие факультативно анаэробных мицелиальных микроскопических грибов в почвах // Микробиология. 2008. Т. 77(1). С. 103-112.
9. Моисеенко В.Г., Куимова Н.Г., Макеева Т.Б., Павлова Л.М. Образование биогенного золота мицелиальными грибами // Доклады Академии наук. 1999. Т. 364(4). С. 535-537.

10. Некрасов Э.В., Радомская В.И., Павлова Л.М. Участие некоторых функциональных групп грибной клеточной стенки в биосорбции палладия (II) // Всерос. Конф. с межд. участием «Современные направления развития геохимии», 18-23 сентября 2017 г., Иркутск: ИГ СО РАН, 2017. С. 124-125.
11. Павлова Л.М., Радомская В.И., Шумилова Л.П., Ионов А.М., Иванов В.В., Поселужная А.В. Экспериментальное моделирование биоминерализации платины микроскопическими грибами, выделенными из буроугольного месторождения // Геохимия. 2018. № 5. С. 461-473.
12. Павлова Л.М., Радомская В.И., Шумилова Л.П., Ионов А.М., Сорокин А.П. О биоминерализации платины микроорганизмами // Доклады Академии наук. 2017. Т. 473(6). С. 699-702.
13. Павлова Л.М., Некрасов Э.В., Радомская В.И., Шумилова Л.П. Сорбция палладия микромицетом *Penicillium canescens*, выделенным из буроугольного месторождения // Всерос. Конф. «Комплексное использование потенциала каменных и бурых углей и создание комбинированных экологически безопасных технологий их освоения», Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, ИГиП ДВО РАН, 19-22 сентября 2017 г., 2017. С. 146-150.
14. Печенюк С.И. Сорбционно-гидролитическое осаждение платиновых металлов на поверхности неорганических сорбентов. Л.: Наука, 1991 – 246 с.
15. Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В., Авченко О.В. Моделирование сорбции золота на углеродистое вещество при 20-500°C, 1 бар // Геохимия. 2004. № 8. С. 864-873.
16. Радомская В. И., Павлова Л. М., Носкова Л. П., Иванов В. В., Поселужная А. В. Взаимодействие торфа и его составляющих с ионами золота и палладия в водных растворах // Химия твердого топлива. 2015. № 3. С. 28-38.
17. Середин В.В., Поваренных М. Первая находка минералов платины в углях // Доклады Академии наук. 1995. Т. 342(6). С. 801-803.
18. Середин В.В. Распределение и условия формирования благороднометального оруденения в угленосных впадинах // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49(1). С. 3-36.
19. Сорокин А.П., Эйриш Л.В., Кузьминых В.М. Благороднометальное оруденение в углеродистых формациях (обзор материалов по восточным районам России) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26(5). С. 43-54.
20. Татаринов А.В., Яловик Л.И., Данилова Э.В. и др. Роль микроорганизмов в гипергенном преобразовании полиметаллических руд и формировании биогеохимических аномалий благородных металлов на месторождениях Забайкалья // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414(5). С. 651-655.
21. Farrag R.M. Ultrastructure, glutathione and low molecular weight proteins of *Penicillium brevicompactum* in response to cobalt. Polish J. Microbiol. 2009. V. 58(4). P. 327-338.
22. Fomina M.O. Variability of coordination complexes of copper accumulated within fungal colony in the presence of copper-containing minerals // Biotechnologia Acta. 2014. V. 7(2). P. 63-69.
23. Kim S., Song M.H., Wei W. et al. Selective biosorption behavior of *Escherichia coli* biomass toward Pd(II) in Pt(IV)-Pd(II) binary solution // J of Hazardous Materials. 2015. V. 283. P. 657-662.
24. Konishi Y., Tsukiyama T. et al. Microbial deposition of gold nanoparticles by the metal-reducing bacterium *Shewanella algae* // Electrochimica Acta. 2007. V. 53. P. 186-192.
25. Kuimova N.G., Pavlova L.M., Sorokin A.P. Biogenic gold accumulation in brown coals at the peat stage // Doklady Earth Sciences // 2012. N. 1. P. 347-352.
26. Kuimova N.G., Pavlova L.M., Radomskaya V.I. Biogenic concentration of noble metals// International journal of sciences "Georesources". 2012. V. 1(12). P. 21-24.
27. Kumar K.M., Mandal B.K., Kumar K.S., Reddy P.S., Sreedhar B. Biobased green method to synthesise palladium and iron nanoparticles using *Terminalia chebula* aqueous extract // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2013. V. 102. P. 128-133.
28. Pavlova L.M., Radomskaya V.I. Biomineralization of precious metals //Biogenic-Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems Lecture Notes in Earth System Sciences. Switzerland, 2016. C. 15-27.
29. Pašava J., Skłodowska A., Vymařalova A. et al. Organometallic complex from Ni-Mo-PGE black shales in South China – Combination of bioactivities, hydrothermal venting and phosphate deposition during global Cambrian biological explosion // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 2007. V. 71(15). P. 763.
30. Rashamuse K.J., Whiteley C.G. Bioreduction of Pt (IV) from aqueous solution using sulphate-reducing bacteria // Appl. Microbiol. Biotechnol., 2007. N. 75. P. 1429–1435. doi: 10.1007/s00253-007-0963-3.
31. Roopan S.M., Bharathi A., Kumar R., Khanna V.G., Prabhakarn A. Acaricidal, insecticidal, and larvicidal efficacy of aqueous extract of *Annona squamosa* as biomaterial for the reduction of palladium salts into nanoparticles // Colloids and Surfaces B: Biointerfaces. 2012. N. 92. P. 209-212.
32. Sari A., Mendil D., Tuzen M. et al. Biosorption of palladium(II) from aqueous solution by moss (*Racomitrium lanuginosum*) biomass: Equilibrium, kinetic and thermodynamic studies // J. of Hazardous Materials. 2009. V. 162. P. 874-879.
33. Sarret, G., Manceau, A., Spadini, L. et al. Structural determination of Zn and Pb binding sites in *Penicillium chrysogenum* cell walls by EXAFS spectroscopy // Environ. Sci. Technol. 1998. V. 32. P. 1648-1655.
34. Sathishkumar M., Sneha K., Kwak I.S. et al. Phyto-crystallization of palladium through reduction process using *Cinnamom zeylanicum* bark extract // J. of Hazardous Materials. 2009. V. 171. P. 400-404.
35. Thakkar K., Mhatre S., Parikh R. Biological synthesis of metallic nanoparticles // Nanomedicine: Nanotechnology, Biology, Medicine. 2010. V. 6. P. 257-262.

ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПАТОМСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ ПЕРИФЕРИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Подковыров В.Н., vpodk@mail.ru, Ковач В.П., Котова Л.Н.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Этапы и условия формирования осадочных отложений Патомского прогиба позднего протерозоя южного обрамления Сибирской платформы, несмотря на длительную историю изучения, остаются дискуссионными. Комплекс терригенно-карбонатных отложений патомского комплекса (баллаганакская, дальнотайгинская, жуинская и юдомская серии, до 11-13 км мощностью) рассматривается или как последовательность пассивной континентальной окраины [2, 7, 10] на поздней стадии развития переходящей в ороген или же, частично, как отложения задугового бассейна Байкало-Патомской островодужной системы [5]. Возраст всей последовательности отложений принимается преимущественно вендским (< 650 млн. лет) с привязкой гляциальных отложений джемкуканской (большепатомской) дальнотайгинской серии свиты к глобальному оледенению Марино (635 млн. лет) в основании эдиакария [8]. Однако существуют представления и о более молодом, позднеэдиакарском возрасте части отложений дальнотайгинской серии [4, 7]

Проведено литологическое и геохимическое изучение ряда опорных разрезов баллаганакской (мариинская свита), дальнотайгинской (джемкуканская, баракунская, валюхтинская свиты), жуинской (никольская и ченчинская свиты) и юдомской серий (жуинская и тинновская свиты) в бассейнах рр. Жуя, Малый Патом и Лена на севере Патомского нагорья. На основе полученных литогеохимических данных проведена реконструкция режимов выветривания, определены вероятные источники сноса осадков и геодинамические режимы формирования отложений Патомского палеобассейна позднего рифея-венда. Определение вариаций составов и условий выветривания осадочных пород выполнено с использованием литохимических модулей и диаграмм (CIA, диаграмма A–CN–K [Nesbitt, Young, 1986]). Для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования осадков использована диаграмма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [11]. Определение вероятных составов источников сноса пород выполнено [2] с использованием ряда индикаторных отношений редких элементов (Th/Sc, La/Sc, Th/Co и др.).

Мариинская свита, завершающая разрез баллаганакской верхнего рифея [8], сложена в разрезах р. Жуя переслаиванием песчаных известняков, мергелей, полевошпат-кварцевых песчаников и, реже, сланцев мелководного морского бассейна (продельта, подвижная литораль). Преобладающие в разрезе свиты известковистые песчаники и алевролиты характеризуются умеренной глиноземистостью и зрелостью (CIA=55-69) и низкой щелочностью натрового уклона. Карбонатные породы сложены практически чистыми известняками с низким содержанием MgO, FeO и MnO без заметного влияния на их состав вторичных процессов перекристаллизации и метаморфизма. Перекрывающие нижневендские [8]) терригенные грубообломочные отложения джемкуканской свиты дальнотайгинской серии представлены кварцевыми (83-97% SiO_2) конгломератами и песчаниками ледникового генезиса с редкими прослоями углеродистых аргиллитов. По вариациям величины CIA от 55 до 75, низкой щелочности натрового уклона, широким вариациям модуля $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (9.5-46) терригенные породы свиты не отличаются существенно от пород мариинской свиты, что свидетельствует о сходстве палеоклиматических обстановок их формирования – преобладании физического выветривания субстратов и холодном нивальном климате осадконакопления и мариинской и джемкуканской свит.

Вышележащие морские умеренно глубоководные отложения баракунской (р. Жуя) и валюхтинской (р. Мал. Патом) свит дальнотайгинской серии представлены переслаиванием в

различной степени углеродистых терригенно-карбонатных отложений. В составе баракунской свиты преобладают слабо углеродистые карбонатные (5-45%) алевроаргиллиты с редкими прослоями олигомиктовых карбонатистых песчаников натрового уклона щелочности и натрий-калиевых аргиллитов умеренной до повышенной зрелости ($CIA=67-78$). Карбонатные породы баракунской свиты разрезов р. Жуя представлены практически чистыми известняками (до 3-5% доломита) и мергелями, нередко с брекчиевидными и онколитовыми текстурами, свидетельствующими о тектонически неспокойной среде седиментации в морском бассейне, что по данным П.Ю.Петрова [1] наиболее характерно для отложений свиты в расположенном севернее Уринском антиклинории. Преобладающие в составе отложений валюхтинской свиты (уринской и каланчевской свит в Уринском антиклинории) терригенные песчано-глинистые породы, как и алюмосиликатный остаток карбонатных пород имеют более пестрый химический состав по сравнению с подстилающими отложениями баракунской свиты, отличающийся несколько более «зрелым» (CIA до 75-82 в аргиллитах) и, с повышенной титанистостью и магнезиальностью (до 7% MgO) составом аргиллитов натрий-калиевого уклона щелочности.

Отложения жуинской серии верхнего венда в разрезах севера Патомского прогиба (р. Мал. Патом, никольская и ченчинская свиты) отделены от дальнотайгинской серии стратиграфическим несогласием и перерывом в осадконакоплении, длительность которого остается неопределенной [4, 7, 8] Никольская свита (< 580 млн. лет?, [8]) сложена переслаиванием мелководно-морских известковистых алевролитов, мергелей и известняков, доминирующих в верхней части разреза. Ченчинская свита сложена морскими биогермными и онколитовыми известняками с отдельными маломощными прослоями алевро-глинистых пород, реже песчаников [9]. Песчаники никольской свиты олигомиктовые и кварцевые, нередко с повышенной железистостью и преобладанием натрия над калием. Карбонатистые алевропесчаники никольской свиты характеризуются умеренной зрелостью ($CIA=55-72$), повышенной магнезиальностью и варьирующим отношением щелочей. Известняки ченчинской свиты содержат варьирующую по составу от аналогов олигомиктовых песчаников до глиноземистых пелитов низкой щелочности ($CIA =63-91$), однако низкое содержание алюмосиликатной примеси в карбонатах не позволяет корректно интерпретировать их генезис.

Вариации литохимических параметров пород баракунской и валюхтинской свит дальнотайгинской серии, как и терригенных отложений жуинской серии свидетельствуют о поступлении в бассейн седиментации венда материала кор выветривания умеренного гумидного климата ($CIA=65-82$). Судя по вариациям отношений редких элементов, основными источниками сноса алюмосиликатного материала как терригенных отложений, так и примеси в карбонатных породах в мариинской, баракунской свитах и валюхтинской свит, вероятно являлись породы кристаллического фундамента Сибирской платформы [2].

Проведенное в ИГГД РАН изучение Sm-Nd систем терригенных пород патомского комплекса северной части Патомского прогиба подтверждает высказанное предположение. Судя по вариациям $e_{Nd}(T)$, для интервала разреза от мариинской до валюхтинской свит характерны значения в интервале от -24 до -19,7 с преобладанием позднеархейских возрастов протолитов осадков ($t_{Nd}(DM)=3.0-2.5$ млрд лет), а резкий сдвиг до величин -11 и менее наблюдается лишь для осадков никольской свиты жуинской серии. Это несколько противоречит Sm-Nd данным полученным А.В.Чугаевым и др. [6, 7] для этой же последовательности метаосадков Байкало-Патомского пояса на разрезах территория к западу и юго-западу от изученных нами. Для изученных нами разрезов дальнотайгинской серии не наблюдается резкого сдвига значений $e_{Nd}(T)$ до величин менее -5 уже в кровле дальнотайгинской серии – валюхтинской свите (или ее предполагаемого стратиграфического эквивалента – хомолхинской свите Бодайбинского прогиба), полученного в работе [7] и интерпретированного авторами как смена режима осадконакопления с условий пассивной континентальной окраины на бассейн типа “форленд”, согласно предложенному ранее варианту геодинамической эволюции региона в позднем рифее-венде на основе U-Pb геохронологического изучения детритовых цирконов из метаосадков БПП [10].

Верхняя часть разреза венда патомского комплекса, выделяемая Н.М.Чумаковым [8] в трехверстную (юдомскую) серию представлена отложениями жербинской и тинновской свит, перекрытых согласно сверху нохтуйской свитой нижнего кембрия. Отложения жербинской и тинновской свит формировались в мелководно-морском бассейне с активной гидродинамикой среды (лагунные и супралиторальные фации) с периодическим осушением территории и выраженным застойным характером морской среды локальных депрессий. Аргиллиты жербинской свиты представлены умеренно зрелыми ($CIA = 74-80$), магнезиально-железистыми составами калиевого уклона щелочности в ассоциации с кварцевыми и, вверху разреза, полимиктовыми K-Na песчаниками, а также доломитами. Тинновская свита сложена преимущественно кремнистыми известняками и доломитами, часто с повышенным содержанием марганца (до 3.5% MnO) и отдельными прослоями кварцевых песчаников и тальковых пород. Состав алюмосиликатной примеси в карбонатных породах варьирует широко, но преимущественно соответствует умеренно зрелым ($CIA = 75-85$) калиевым пелитам и алевролитам с повышенной магнезиальностью (до 10% MgO) и железистостью, свидетельствующим о возможной реализации эвапоритовых обстановок в мелководном морском бассейне на этапах осушения и регрессии бассейна седиментации. В целом, отложения юдомской серии формировались в обстановках умеренного семигумидного (жербинская свита) и более засушливого семиаридного климата (тинновская свита).

Вариации литохимических параметров терригенных пород и алюмосиликатной компоненты карбонатных пород юдомской серии верхнего венда указывают на некоторое усиление выветривания пород областей сноса на терминальной (<560? млн. лет [7]) стадии формирования вендского бассейна территории перикратонного Патомского прогиба Сибирской платформы. Судя по геохимическим характеристикам и вариациям $e_{Nd}(T)$ терригенных пород, для отложений жуинской и юдомской серий следует предполагать существенное изменение состава источников осадков – кроме сноса унаследованного материала платформенных комплексов дорифейского возраста и рециклированных осадков рифея? на примыкавшей с севера территории Сибирской платформы, вполне вероятно заметный вклад принадлежал и относительно слабо выветрелому материалу магматических комплексов ювенильной неопротерозойской коры Байкало-Муйского орогенного пояса, формирование которого в основном закончилось на рубеже около 600 млн. лет [6, 7, 10]. В целом, вся последовательность отложений патомского комплекса венда формировалась в режиме пассивной окраины континента с элементами активизации на ранней стадии (рифтогенез) и воздействия прилегающего орогена в поздневендское время.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 17-05-00483.

Литература

1. Петров П.Ю. Постгляциальные отложения дальнотайгинской серии: Ранний венд Уринского поднятия Сибири: Сообщение 1. Баракунская свита // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 5. С. 459-472.
2. Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Голубкова Е.Ю., Ивановская А.В. Литохимия тонкозернистых обломочных пород венда Непско-Жуинского региона Сибирской платформы// Литология и полез. ископаемые. 2015. № 4. С. 337-349.
3. Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов C, O и Sr в неопротерозойских карбонатах юго- западной части патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
4. Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б., Шаццло А.В., Петров О.Л. Уточненный тренд $\delta^{13}C$ в дальнотайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // ДАН России. 2017. Т. 477. № 5. С. 590-594
5. Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
6. Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др. Источники обломочного материала неопротерозойских метасадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm-Nd изотопным данным // Геохимия. 2017. № 1. С. 17-25.

7. Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др. Изотопные (Sm-Nd, Pb-Pb и $\delta^{34}\text{S}$) и геохимические характеристики метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 213-244.
8. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. N 4. С. 26–51.
9. Шибина Т.Д., Кляровская А.В., Коханова А.Н. Литология верхнерифейско-нижнесреднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Предпатомского прогиба // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т.7. №1. http://www.ngtp.ru/rub/2/13_2012.pdf
10. Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia. // Precambrian Research. 2015. V. 267. P. 39–71.
11. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // J. Geol. 1986. V. 94. P. 635–650.

УДК 550.424

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УРОЧИЩА ОЗЕРА «ПЕСЧАНОЕ» В ЮЖНОЙ ЧАСТИ АМУРО-ЗЕЙСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

В.И. Радомская¹, radomskaya@ascnet.ru, Д.В. Юсупов², С.М. Радомский¹, Т.В. Кезина³

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Томский политехнический университет, г. Томск

³Амурский государственный университет, г. Благовещенск

Органоминеральные отложения континентальных водоемов, наряду с почвами, рассматриваются как основные депонирующие среды для накопления и перераспределения концентраций многих микроэлементов в условиях изменения окружающей среды. Выявление причинно-следственных связей между геохимическим составом донных отложений озер, их бассейнами водосбора и окружающей средой становится все более актуальным в связи с усиливающейся техногенной нагрузкой, особенно на интенсивно осваиваемых, в том числе трансграничных, территориях и вблизи них.

Целью настоящей работы является комплексное изучение органоминеральных отложений урочища озера Песчаное, процессов миграции и концентрирования макро- и микроэлементов за весь период осадкообразования. Геохимический состав органоминеральных отложений урочища озера Песчаное, сформировавшихся в доиндустриальный период, позволит установить региональные фоновые уровни содержания ряда элементов, которые к настоящему моменту отсутствуют.

Материалы и методы исследований

Озеро Песчаное расположено в озерно-болотной котловине грядово-оползневого рельефа одноименного урочища на правом берегу нижнего течения р. Зеи, 50° 24,07' с.ш., 127°40,54' в.д. Отбор проб органоминеральных отложений урочища озера Песчаное произведен с помощью торфоразведочного бура ТБГ-1 с интервалом отбора проб 5 см (верхний метровый слой) и 10 см (нижние горизонты). Пробурено 7,5 погонных метров скважин.

Содержание элементов в пробах определяли масс-спектральным (X-7, *Thermo Elemental*, США) и атомно-эмиссионным (ICAP-61, *Thermo Jarrell Ash*, США) с индуктивно связанной плазмой методами анализа (ИПТМ РАН г. Черноголовка).

Данные радиоуглеродного датирования органоминеральных осадков определяли в Киевской радиоуглеродной лаборатории (Украина).

Результаты и обсуждение

Результаты радиоуглеродного датирования донных осадков озера с глубины 7 м, показали, что их абсолютный возраст составляет 4162 ± 186 лет. Эта дата относится к суббореальному периоду голоцена и может рассматриваться как время образования озера. Абсолютный возраст осадков с глубины 3 м показал дату в 1541 ± 110 лет. Эта датировка соответствует субатлантическому периоду голоцена. Также была проведена привязка слоев по времени путем аппроксимации абсолютного возраста (В) от глубины отложений (х, в метрах) с помощью полиномиальной функции, что позволило перейти от дискретной шкалы времени к непрерывной: $V = 20,226 x^2 + 452,99 x$.

Отложения озера Песчаное представлены, в основном, торфом. Торф представляет собой сцементированные агрегаты не полностью разложившихся остатков растений, фрагментов насекомых и зерен минералов (преимущественно кварца). Минимальное содержание торфа зафиксировано на глубине 730-740 см, что, вероятно, объясняется сходом оползня. Минимальные значения зольности отмечены в интервале глубин 0-170 см, что характеризует интенсивное накопление органики (рис.1). По разрезу колонки наблюдаются вариации содержания породообразующих элементов (рис.1). Варьирование по профилю натрия, алюминия, фосфора, калия, титана, железа – значительное ($C_v > 25$), для остальных породообразующих элементов – среднее.

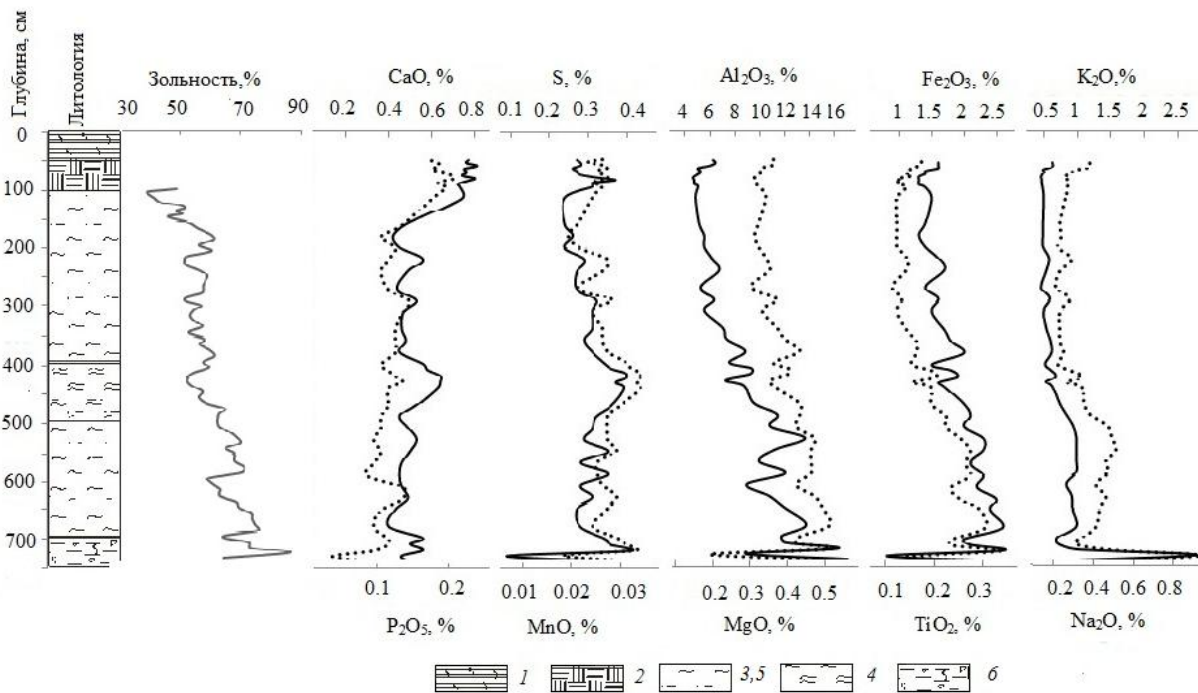


Рис. 1. Литология и химический состав разреза:

1) 0,0 – 50 см – почвенный слой с остатками водной растительности; 2) 50-100 см – торф буро-коричневый с остатками видимых фрагментов растений; 3) 100-400 см – суглинок темно-серый с растительными остатками; 4) – 400-500 см – сапропель темно-коричневый до черного; 5) 500-700 см – суглинок серо-коричневый с растительными остатками; 6) 700-750 см – суглинок темно-серый с включением дресвы полевых шпатов. Пунктирные линии – элементы со шкалой снизу.

Распределение породообразующих элементов, за исключением Mg и Mn, согласно тестам Колмогорова-Смирнова и Шапиро-Уилка, не является нормальным. Так как распределение породообразующих элементов не является нормальным, их медианные показатели были приняты в качестве фона торфяника. Отклонение от медианы в сторону больших значений указывает на тенденцию к аккумуляции элемента, а в сторону меньших значений – на усиление его рассеяния. Были выделены элементы с различным характером распределения по разрезу донных отложений. Глубины 750-420 см характеризуются повышенными величинами содержаний для оксидов натрия, алюминия, калия и магния, а также для титана и железа. Пониженные концентрации отмечаются для P_2O_5 и CaO, на глубине 50-160

см наблюдается увеличение значений концентраций для этих элементов. Были рассчитаны коэффициенты корреляции, которые отразили сходную направленность биогеохимической миграции Mg, Al, Ti, Mn и Fe в ходе образования донных осадков озера.

Большую роль в геохимии поливалентного железа играют щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные условия. Fe является главным элементом-индикатором окислительно-восстановительной зональности всех биосферных систем. На рис. 2 представлены зоны, отражающие специфику биогеохимической миграции железа в процессе накопления отложений.

Зона I Ox-Red (50-230 см). Зона обеднения органоминеральных отложений в перемежающихся окислительно-восстановительных условиях залегает на глубине 50-230 см. Количество железа составляет в среднем 84 % от медианы.

Зона II Red1 (230-420 см) – максимально приближенные к фоновому содержанию органоминеральные осадки в режиме устойчивого анаэробнозиса.

Зона III Red2 (430-750 см) – зона обогащения отложений в резко восстановительной обстановке. Наиболее высокие концентрации до 1,6 раза выше медианы выявлены в слое 740-750 см. Наличие восстановительных условий в отложениях также подтверждается цветом керна. Темно-серые и черные цвета суглинков, сапропелей по всему керну указывают на наличие восстановительной среды в донном осадке. Цвет керна на глубине 50-230 см имел темно-бурую, коричневую окраску, что, возможно, объясняется окислительно-восстановительными условиями.

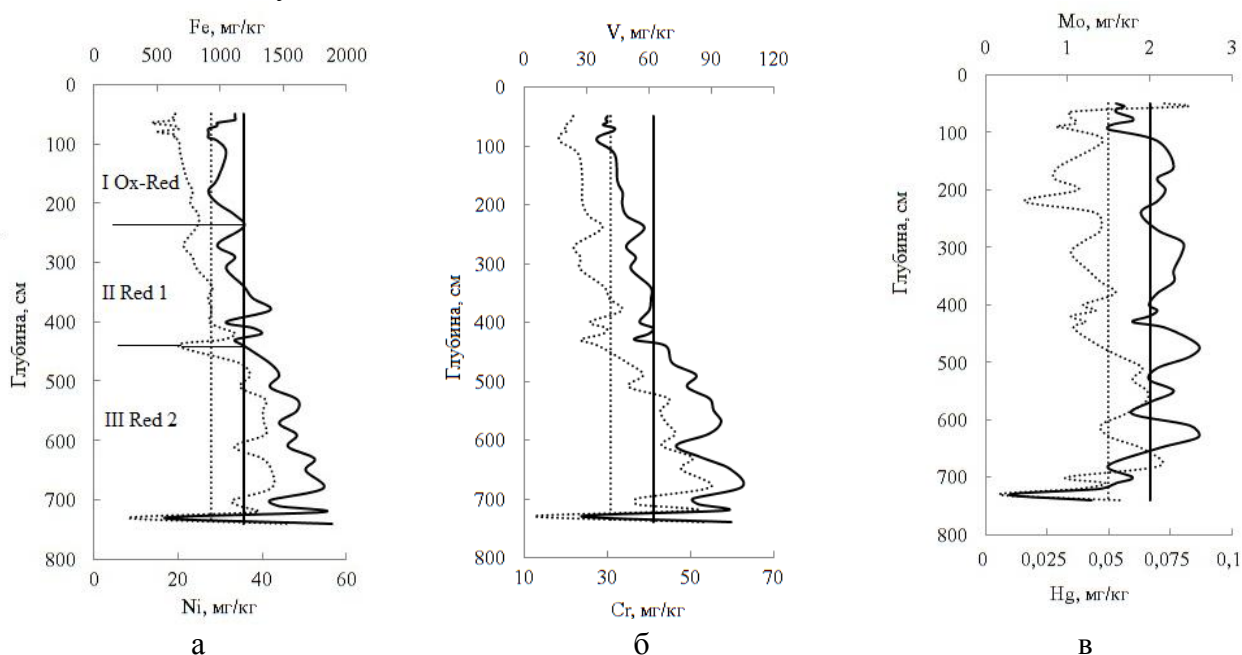


Рис. 2. Распределение Fe, Ni (а), V, Cr (б), Мо и Hg (в) в профиле органоминеральных отложений урочища озера Песчаное. Условные обозначения: пунктирные линии – элементы со шкалой снизу; вертикальные линии – фоновое содержание элемента по разрезу.

Было установлено, что распределение микроэлементов, за исключением Cu, Rb, Y, Mo, Sn, Ba, Tl, Pb по профилю согласно статистическим оценкам является нормальным. В соответствии с методами непараметрической статистики для Cu, Rb, Y, Mo, Sn, Ba, Tl, Pb в качестве максимально правдоподобной средней приняли медиану. Для элементов с нормальным распределением, фоновое содержание характеризует среднее арифметическое.

Фоновое содержание микроэлементов составляет Ba – 233 мг/кг > Zn – 79,7 > Sr – 86,1 > V – 62,2 > Ce – 43,5 > Zr – 34,2 > Rb – 31,7 > Cr – 30,8 > Ni – 28,0 > Nd – 17,9 > La – 17,3 > Li – 16,1 > As – 14,4 > Cu – 13,7 > Y – 12,8 > Co – 12,7 > Pb – 11,2 > Ga – 9,3 > Sc – 6,81 > Th – 5,84 > Pr – 4,41 > Nb – 3,86 > Sm – 3,58 > Gd – 3,16 > Cs – 2,72 > Dy – 2,61 > Be – 2,52 > Mo – 2,00 > Se – 1,78 > U – 1,75 > Sn – 1,50 > Er – 1,44 > Yb – 1,34 > Hf – 1,07 > Sb – 0,93 > Eu – 0,77 > W –

$0,76 > \text{Ho} - 0,50 > \text{Tb} - 0,45 > \text{Ta} - 0,28 > \text{Tl} - 0,21 > \text{Tm} = \text{Lu} - 0,20 > \text{Bi} - 0,17 > \text{Cd} - 0,14 > \text{Hg} - 0,05$. Таким образом, приведенные выше данные являются локальным (местным) фоном для урочища.

Было рассчитано рассеяние (Кр) микроэлементов в экосистеме отложений относительно кларков осадочных пород – глин. Наиболее рассеяна в толще донных отложений ртуть (кларк рассеяния 8), затем следует Tl (6,7), La (5,3), почти в равной мере Zr, Rb и Li (4,7, 4,4 и 4,1). Для Zn характерны околосредовые содержания (Кр=1,2). Содержание мышьяка и селена не превышает кларк.

Для характеристики биогеохимических особенностей формирования состава донных отложений использовали отношение средней концентрации (медианы) элемента в разрезе органоминеральных отложений к его концентрации в нижней части, обозначив это соотношение как литологический коэффициент (КЛ). Коэффициент комплексно отражает влияние гидрохимического фона, литолого-геохимических условий образования отложений, а также характеризует избирательную способность растений накапливать химические элементы, т.е. помогает выявить региональные особенности биогеохимического поглощения микроэлементов. Было принято, что $\text{КЛ} > 1$ указывает на накопление элемента в отложениях, если $\text{КЛ} < 1$ – только захватывается. В результате расчетов обнаружено, что большинство элементов не накапливаются, а лишь захватываются органоминеральными отложениями. Наиболее высоким уровнем захвата характеризуются Hg, Cu, самым низким – Ga, Pb. Единственными элементами накопления в органоминеральных отложениях являются As и Mo, их КЛ равны 1,24 и 1,54 соответственно. Эти данные согласуются с особенностями миграции мышьяка и молибдена в биосфере: высокой биофильностью и способностью накапливаться в углях, сланцах. Самая высокая концентрация микроэлементов, за исключением ртути, молибдена фиксируется в нижних слоях органоминеральных отложений (430-750 см). Среднее содержание элементов до 1,7 раз больше фоновое. Вероятно, это связано с тем, что анионогенные элементы слабо мигрируют в условиях резко восстановительной среды и осаждаются на восстановительных барьерах [1]. В частности, гидроксиды железа сорбируют энергично многие химические элементы, они служат сорбционным геохимическим барьером для кобальта, никеля, свинца, меди и других тяжелых металлов, мигрирующих в основном в катионной форме, а также для некоторых анионогенных элементов. Свидетельством тому служит высокая корреляция Fe с большинством металлов, за исключением Sr, Mo, Sn, Ba. Значимых связей между концентрацией марганца и концентрациями микроэлементов не выявлено. Вероятно, соосаждение с гидроокислами железа является одним из основных путей поступления металлов в отложения.

Роль органического вещества в аккумуляции тяжелых металлов в органоминеральных отложениях урочища озера Песчаное незначительна. На это указывают коэффициенты корреляции содержания органического вещества и металлов в отложениях, изменяющиеся от – 0,86 (Cr) до 0,19 (As). Исключение составляет Mo, для которого коэффициент корреляции 0,64. Слабая корреляционная связь концентраций металлов в отложениях с содержанием органического вещества свидетельствует о преимущественно терригенном характере формирования микроэлементного состава донных отложений.

Следует отметить, что осадки на отметках 730-740 см характеризуются самыми высокими содержаниями кремнезема. Концентрации SiO_2 для отложений этих стадий составляет 72,6%. Из-за высокого содержания песчаной фракции концентрации других микроэлементов понижены, за исключением Sr, Rb, Ba, Tl. Возможно причина в том, что ниже этого горизонта расположен водоупор. Горизонт 730-740 см сильно промыт и сложен главным образом крупнозернистым кварцевым песком.

В пределах 50-420 см (зоны I, II) при относительно невысокой флуктуации концентрация большинства микроэлементов уменьшается и становится ниже среднего по разрезу. Более своеобразно в зоне I ведут себя Hg, Cd, Zn, Pb, Bi, Sn. Зона новейшего осадкообразования, верхняя часть отложений (50-55 см), характеризуется повышенной аккумуляцией этих элементов: Hg в 1,6 раза; Cd в 1,5 раза; Pb в 2,6 раза, Bi в 1,2 раза, Sn в 2,7 раза, Zn в 1,1 раза

относительно фона донных отложений. Вероятно, высокие накопления данных элементов обусловлены техногенными нагрузками, т.е. согласно экстраполяции результатов радиоуглеродного датирования, возраст слоя аккумуляции составляет 230 лет и соответствует периоду антропогенных нагрузок на естественные экосистемы. Следует отметить, что возраст слоя аккумуляции на наш взгляд завышен и должен находиться в интервале 150-80 лет. Для периода последних 200-300 лет аппроксимация метода радиоуглеродного датирования принципиально малопригодна. Локальный ореол рассеяния именно Hg, Cd, Zn, Pb, Bi, Sn возможен в связи с близостью железнодорожного пути с тепловозной тягой и грунтовой дороги.

Таким образом, изучены особенности аккумуляции и распределения породообразующих оксидов и микроэлементов в профиле органоминеральных отложений урочища озера Песчаное с окончания суббореального и в течение всего субатлантического периодов голоцена.

Установлены региональные фоновые уровни содержания ряда элементов.

Наибольший кларк рассеяния в толще донных отложений у Hg (Кр 8), затем следует Tl (6,7), La (5,3), почти в равной мере Zr, Rb и Li (4,7, 4,4 и 4,1). Согласно литологическим коэффициентам большинство элементов не накапливаются, а лишь захватываются органо-минеральными отложениями. Наиболее высоким уровнем захвата характеризуются Hg, Cu, самым низким – Ga, Pb.

Индустриальный период осадконакопления был выделен по увеличению концентраций Hg, Cd, Zn, Pb, Bi, Sn.

Литература

1. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.:Астрель-2000, 1999.– 768 с.

УДК 550.4.02

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СЕРЕБРА С КВАРЦЕВОЙ МАТРИЦЕЙ МИНЕРАЛОВ

С.М. Радомский, rsm@ascnet.ru, В.И. Радомская, radomskaya@ascnet.ru

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Известно, что минерализация золота и других благородных металлов часто приурочена к кварцу. Количество кварца на таких месторождениях составляет более 70% от общего объёма рудной массы. С целью выяснения роли кремнезёмов в формировании месторождений благородных металлов нами проведено экспериментальное исследование процесса сорбции серебра на поверхности кремнезёма. Сорбция серебра из растворов кремнезёмами различной природы практически не изучалась. Поэтому, на наш взгляд, является актуальным изучение сорбционных свойств природных неорганических сорбентов, устойчивых к действию высоких температур, окислителей и многократных переотложений (по типу сорбция–регенерация). Одним из таких сорбентов является природный кварц, как «сухой», полученный при высокотемпературных условиях синтеза, так и «гидратированный», полученный в гидротермальном синтезе [1-3].

С этой целью, в работе были поставлены и решены следующие задачи: 1) определить структурные характеристики оксидов кремния (удельная поверхность) методом рефрактометрии, 2) выполнить экспериментальные определения концентрации Ag после проведения сорбции на оксидах кремния с помощью атомно-абсорбционного метода анализа,

3) провести оценку степени извлечения Ag, 4) предложить возможный механизм сорбции комплексов Ag оксидами кремния.

1. Методика определения удельной поверхности природного кварца. Образцы кварца измельчали, отбирали фракцию 0.25- 0.5 мм и прокаливали ее в муфеле при 200 °С в течение 2 часов. Затем навеску адсорбента с точностью 1.0000 г помещали в бюкс и приливали из микробюретки точно 2.00 мл смеси 40% толуола (бесцветная жидкость, температура кипения $t_{\text{кип.}}=110.6$ °С) и 60% изookтана (бесцветная жидкость $t_{\text{кип.}}=99.2$ °С). Показатель оптического коэффициента преломления исходной смеси $n_{\text{смеси}}=1.4329$. Адсорбционное равновесие устанавливалось через 3 часа. Затем определяли коэффициент преломления раствора, при термостатировании призм рефрактометра 20 °С. Точное количество адсорбента и раствора устанавливали путем точного последовательного взвешивания бюкса, бюкса с адсорбентом и раствором. Удельную поверхность определяли по формуле (1) $S_{\text{уд.}}=47400 \cdot (V/g) \cdot (n_{\text{исходный}} - n_{\text{конечный}})$, где V – объём исходного раствора, приливаемого к навеске адсорбента (2.00 мл), g – навеска адсорбента, 1.0000 г. Были получены следующие значения площадей удельной поверхности для образцов сухого кварца – 190 м²/г и гидратированного кварца – 546.80 м²/г.

Водород гидроксильной группы на поверхности силикагеля сильно протонизирован и имеет более кислотный характер, чем в гидроксильной группе метанола, фенола и воды. Адсорбенты такого типа специфически адсорбируют молекулы, обладающие связями или звеньями с локально сосредоточенной на их периферии электронной плотностью (π -связи и атомы со свободными электронными парами). На предельно гидроксильной поверхности находятся свободные гидроксилы и взаимосвязанные водородной связью гидроксилы (около 40% всего количества). При нагревании до 400 °С удаляются взаимно связанные гидроксилы, а свыше 400 °С – свободные. Специфическая адсорбция происходит на свободных гидроксилах. Участие же связанных гидроксильных групп в адсорбции незначительно. Дегидратация поверхности кварца резко снижает адсорбцию веществ, способных к специфическому взаимодействию с гидроксильными группами и слабо влияет на неспецифическую адсорбцию, обусловленную Ван-дер-Ваальсовым взаимодействием.

Наиболее устойчивыми и важными соединениями кремния являются двуокись кремния и многочисленные её производные – силикаты. Сродство кремния к кислороду чрезвычайно велико и оно определяет поведение остальных соединений кремния. Большинство из них разлагается, как только представляется возможность кремнию соединиться с кислородом (например, при взаимодействии с водой). Следует отметить, что, несмотря на большое сродство кремния к кислороду, связь между ним и гомологом кислорода – серой отличается малой устойчивостью. Напротив, очень устойчива связь Si — O — Si, которая имеется в силоксанах. Соединения кремния очень склонны к конденсации с образованием кислородных мостиков. Это, прежде всего, проявляется у природных силикатов. Очень часто встречается свободная двуокись кремния – кварц, который образует постоянную составную часть гранита и других широко распространённых горных пород. При их выветривании кварц в форме зёрен и комков попадает в реки и моря, откуда вымывается в виде песка снова на сушу.

2. Была изучена сорбция ионов серебра $[\text{AgCl}_2]^-$ из растворов 2М HCl в статическом варианте на природных и синтетических образцах, при соотношении минерал/раствор = 1:100, на адсорбционных центрах «сухого» $[\equiv\text{Si}-\text{O}]^-$ и «гидратированного» $[\equiv\text{SiOH}]$ кварца, в стандартных условиях (рис. 1 а и б).

Изотерма адсорбции серебра при малом времени контакта 0.12 ч на гидратированном оксиде кремния (рис. 1) имеет перегиб в области малых концентраций. С увеличением концентрации от 0 до 0.5 мг/л происходит резкое возрастание кривой. При концентрации серебра 5.0 мг/л степень поглощения составляет 42.0%. При увеличении концентрации от 0.5 мг/л до 5.0 мг/л происходит убывание функции. Дальнейшее увеличение концентрации не влияет на степень поглощения, которая составляет 29%. При равновесной сорбции не наблюдается поглощения серебра в области малых концентраций. Изотерма адсорбции имеет небольшой максимум при концентрации серебра 5.0 мг/л, степень поглощения составляет 51.0%. Следует отметить, что изотермы адсорбции моментальной и равновесной сорбции

имеют классический Ленгмюровский вид и располагаются параллельно относительно друг друга, причем величина сорбции при малом времени контакта на 2-6% больше. Образовавшийся перегиб или максимум адсорбции объясняется тем, что происходит заполнение активных центров $[=Si-O]^-$ на поверхности сухой формы кремнезёма, которые энергетически неравноценны центрам гидратированной формы кремнезёма $[=SiOH]$ [3].

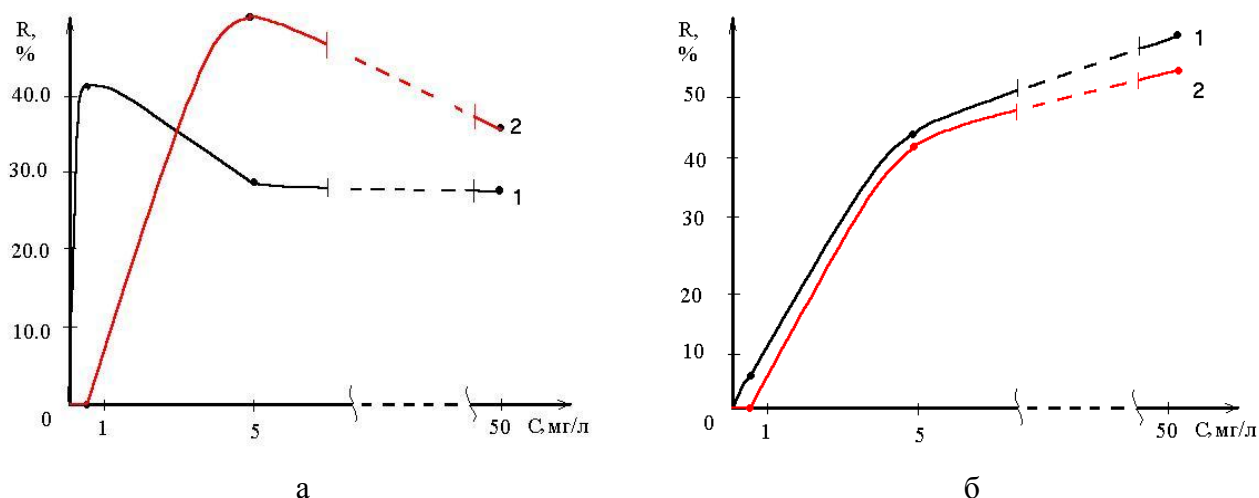


Рис. 1. Изотерма адсорбции серебра из раствора 2М НСl кремнезёмом: а) гидратированная форма $SiO_2 \cdot nH_2O$, 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час. б) сухая форма SiO_2 , 1 – время контакта 0.12 часа, 2 – время контакта 1 час.

3. На основании экспериментальных данных была рассчитана сорбционная ёмкость по формуле (2): $\Gamma = (C_{исх} - C_{кон}) \cdot V_{раств} / m_{сорб} \cdot S_{уд}$, где $C_{исх}$ и $C_{кон}$ – концентрации сорбируемого элемента в начальный и конечный момент времени соответственно; $V_{раств}$ – объем раствора, равный 10 мл; $m_{сорб}$ – масса навески сорбента – 0.02 г; $S_{уд}$ – удельная поверхность сорбента, m^2/g .

В табл. 1 приведены данные по максимальной ёмкости серебра (I) для изученных сорбентов. Исходя из рассчитанной величины сорбции на m^2 кремнезёмной поверхности, можно оценить степень заполнения поверхности сорбционным монослоем металла для каждого из образцов. Максимальная ёмкость равная $25.27 \text{ мкг}/m^2$ отмечалась для оксида кремния при моментальной сорбции серебра в течение 0.12 часа. Наименьшая ёмкость оксидов кремния по серебру наблюдалась при моментальной сорбции на гидратированных оксидах кремния.

Таблица 1 – Сорбционная ёмкость сухой и гидратированной форм оксидов кремния для серебра.

Ион	Сорбент	Время сорбции, ч	Сорбционная ёмкость, $\text{мкг}/m^2$
$[AgCl_2]^-$	SiO_2 сухая форма	0.12	25.27
		1	22.31
	$SiO_2 \cdot nH_2O$ гидратированная форма	0.12	12.03
		1	15.61

4. Практически на всех изотермах сорбции отмечается резкое увеличение степени извлечения серебра при малых концентрациях. Вероятно, вследствие свободного расположения сорбированных комплексов благородного металла в монослое при увеличении концентрации возрастают силы электростатического отталкивания, которые, как известно, являются более дальнедействующими, по сравнению с силами притяжения, что вызывает уменьшение степени извлечения отрицательно заряженных комплексов.

В общем виде, процесс сорбции сводится к трем стадиям: диффузия через двойной электрический поверхностный слой раствора, окружающего зерно сорбента, диффузия в зерне, химический обмен. Наиболее медленная из этих стадий определяет скорость процесса в целом. Растворитель оказывает влияние путем сольватации основного и переходного состояний.

Реакции протекают быстрее в наименее сольватированных состояниях. Так в первоначальный момент протекания сорбции скорость процесса будет лимитироваться диффузией ионов через двойной электрический слой, окружающий активные центры адсорбции. Активными центрами адсорбции являются дефектные структуры полисилоксановых связей $[-O-Si=]$, оканчивающиеся обрывами цепей по типам сухих $[=Si-O]I$ и гидратированных форм $[=SiOH]$ [1-3].

Механизм сорбции комплексов $[AgCl_2]^-$ может быть представлен с учетом донорно-акцепторного взаимодействия их с поверхностными гидроксильными группами кремнезёмов. Реализация других возможных механизмов сорбции (катионный обмен или электростатическое взаимодействие с поверхностью кремнезёмов) маловероятны из-за наличия отрицательного заряда в комплексах серебра с одной стороны и одноименно заряженной поверхности SiO_2 с другой стороны. Согласно этому механизму, замещение у центральных атомов сопровождается образованием промежуточных активных комплексов, стимулирующих формирование поверхностных соединений преимущественно следующего типа $\equiv Si-O-Ag \cdot (Cl_{n-1})$, где n – координационное число [1-3].

Кремнекислородная поверхность сорбента заряжается положительно в водных растворах, образуя двойной электрический слой (ДЭС), состоящий из положительно заряженной поверхности, гидратного слоя и ионов OH^- в диффузионном слое. При преобразовании диффузионного слоя ионы OH^- замещаются комплексными ионами исследуемых комплексов серебра (I). А также происходит вхождение ионов серебра (I) в диффузионный слой, адсорбция данных ионов поверхностью и реакции с образованием перекисных мостиков серебра. Механизм сорбции комплексов серебра (I) как одного из благородных металлов может быть представлен с учетом донорно-акцепторного взаимодействия их с поверхностными гидроксильными группами кремнезёмов и в согласии с полученными экспериментальными результатами соответствует нуклеофильному замещению SN_2 типа или SN_1 типа у атомов серебра. Согласно этому механизму, замещение у атомов серебра сопровождается образованием промежуточных активных комплексов, стимулирующих формирование поверхностных соединений. Донорно-акцепторная связь в промежуточных комплексах образуется путем смещения неподелённой пары электронов на $2p$ -орбиталях кислорода (донор) в группах $\equiv Si-OH$ на свободных $6s$ - и $6p$ - орбиталях иона Ag (I) (акцептор), завершающегося образованием новой sp - гибридной орбитали [1-3].

Заключение

На основании выше приведенных экспериментальных результатов можно заключить, что сорбция серебра оксидами кремния является сложным процессом. Так как в данных процессах накладывают свое влияние молекулы растворителя – воды и соляной кислоты. Так для гидратированной формы оксида кремния вследствие взаимодействия с водой наблюдалось образование геля кремниевой кислоты и резкое увеличение поверхности фазы, в результате сорбция осуществлялась всем объемом раствора. Установлено, что величина сорбции серебра (I) на кремнезёмах определяется значениями E_h среды, pH раствора, природой комплексообразователя, структурными особенностями кремнезёма и его удельной поверхностью. Поверхность кварцевых сорбентов во время опытов покрывалась плёнкой оксидного серебра и заметно темнела. Существенное влияние на величину сорбции оказывает размер свободной поверхности сорбента. При минимальном размере поверхности сорбента наблюдается максимальная величина сорбции и наоборот. Было обнаружено два типа сорбции на кремнезёмной поверхности: обратимая хемосорбция и сопровождающаяся образованием перекисных мостиков серебра и многослойных фрагментов из них оксидная плёнка, степень проявления каждой из которых зависит от природы кремнезёма. Цвет плёнки чёрный при толщине 100-400 мкм и выше и более светлых оттенков вплоть до фиолетовых для толщины порядка нескольких Ангстрем. До образования металлического серебра процесс не идёт, так как при стандартных термодинамических условиях (давлении 1 атмосфера и температуре 25 °C) образование металлического серебра термодинамически невозможно.

Выводы:

- 1) Установлено, что сорбция иона Ag^+ на двух типах синтетических кремнезёмов не является селективной и не носит количественного характера.
- 2) Максимальная степень извлечения иона Ag^+ на сухом и гидратированном оксидах кремния характерна преимущественно при малых их концентрациях в модельных растворах.
- 3) Механизм сорбции комплексных ионов серебра на двух формах оксида кремния, вероятно, обусловлен нуклеофильным замещением у центрального атома с образованием поверхностных соединений следующего типа: $\equiv \text{Si} - \text{O} - \text{Ag}(\text{Cl}_{n-1})$, где n – координационное число.

Литература

1. Радомская В.И., Радомский С.М. Взаимодействие лёгких платиновых металлов рутения, родия, палладия с кварцевой матрицей природных минералов / Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всерос. науч. конф. 15-17 сентября 2014 г., г. Благовещенск: сб. докладов в 2-х томах. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2014. Т. 1. С. 166-169.
2. Радомский С.М., Радомская В.И. Взаимодействие тяжёлых платиновых металлов осмия, иридия, платины с кварцевой матрицей природных минералов / Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всерос. науч. конф. 15-17 сентября 2014 г., г. Благовещенск: сб. докладов в 2-х томах. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2014. Т. 1. С. 170-173.
3. Радомский С.М., Радомская В.И. Взаимодействие золота с полисилоксановой связью кварцевой матрицы природных минералов / Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Четвёртая Всерос. науч. конф. 05-07 окт. г. Благовещенск: сб. докладов в 2-х томах. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2016. Т. 1. С. 104-107.

УДК 55(1/9)

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГАББРОИДОВ ДЖИГДИНСКОГО ИНТРУЗИВА (ЮГО- ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

А.А.Родионов, scream_amsu@mail.ru, И.В. Бучко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г.Благовещенск

Один из наиболее мощных этапов ультрабазит-базитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона приходится на рубеж перми и триаса. От понимания генетических особенностей формирования этого магматизма зависит разработка корректной геодинамической модели формирования этой крупнейшей геологической структуры. В этой связи нами были проведены комплексные минералого-геохимические исследования габброидов Джигдинского интрузива, являющегося типичным представителем массивов и интрузий этой возрастной группы [8].

Исследуемый Джигдинский интрузив находится в пределах Иликанского террейна (блока) в западной части Джугджуро-Станового супертеррейна. Интрузив представляет собой вытянутое в северо-западном направлении тело, протяженностью около 4.5-5.0 км и шириной 0.8-1.2 км. Вмещающими для него являются метаморфические породы иликанской серии.

Габбро, габбро-диориты, а так же серия габброидов с повышенной натриевой щелочностью Джигдинского интрузива представляют собой мелко-среднезернистые породы с массивной текстурой и реликтовой габбровой структурой [8].

Состав *клинопироксена* отвечает авгиту ($\text{Wo}_{26-28}\text{En}_{43-49}\text{Fs}_{24-30}$). Для большинства минералов характерны содержания $\text{MgO} > 15\%$, $\text{SiO}_2 > 54\%$. Особенности состава

клинопироксенов является высокая магнезиальность ($\#Mg=68-74$), низкие содержания Al^{VI} и TiO_2 .

Состав *плагноклазов* варьирует от лабрадора An_{57} до олигоклаза An_{14} . Содержание в них анортитовой составляющей не поднимается выше 57. Это обусловлено умеренными и низкими содержаниями в описываемых минералах Al_2O_3 и CaO при максимальном количестве Na_2O , низких K_2O и FeO^* .

Все *амфиболы* по классификации [12] относятся к Са-амфиболам ($Ca_B > 1.50$). Более ранние амфиболы по классификации [12] относятся преимущественно к паргаситу, ферро-паргаситу, вторичные представлены магнезиальной роговой обманкой, актинолитом.

Слюды по своему составу отвечают флогопиту, анниту и сидерофиллиту, при этом во всех слюдах установлена примесь BaO . Геохимические особенности пород интрузива были рассмотрены нами ранее [8], в этой связи мы считаем возможным отметить лишь самые главные закономерности.

Габбро, габбро-диориты по соотношению SiO_2 (48.8-53.4%) суммы $K_2O + Na_2O$ (3.3-4.9%) соответствуют нормально-щелочным породам. Умеренные содержания Al_2O_3 (14.1-16.9%), TiO_2 (0.6-1.0%), CaO (7.4-8.9%), высокие значения отношения FeO^*/MgO (2.2-2.8), присущие породам толеитовой серии. Распределение редкоземельных элементов в породах умеренно дифференцировано ($(La/Yb)_n = 6-12$). В большинстве образцов отмечается положительная европиевая аномалия (Eu/Eu^* до 1.7-2.5). Габбро, габбро-диориты избирательно обогащены в отношении Ba (330-1030 мкг/г), Sr (1560-2200 мкг/г), при дефиците Nb (0.5-2.0 мкг/г), Ta (0.02-0.50 мкг/г), Th (0.09-0.43 мкг/г), U (0.02-0.09 мкг/г).

В группе габбро и габбро-диоритов, обогащенных натрием, при том же уровне кремнекислоты величина суммы $K_2O + Na_2O$ составляет 5.5-6.8%, что свойственно породам повышенной щелочности. В них отмечается увеличение концентраций TiO_2 (1.1-1.4%), значений отношения FeO^*/MgO , некоторое уменьшение CaO (6.5-8.6%), резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(La/Yb)_n = 12-16$) при отсутствии европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.9-1.2$). Они отчетливо обогащены в отношении Ba (до 2200 мкг/г), Rb (до 25 мкг/г), Sr (до 2060 мкг/г), La (до 33 мкг/г), Pb (до 10 мкг/г), при аналогичном дефиците Nb (3.2-5.4 мкг/г), Ta (0.16-0.35 мкг/г), Th (0.4-1.8 мкг/г), U (0.09-0.38 мкг/г).

Оценка составов исходных расплавов для подобного типа интрузии определяется, как правило, либо по их закалочной фации [1, 9, 10] либо путем расчета средневзвешенного состава [1, 9]. Так как, закалочная фация пород Джигдинского интрузива не найдена, а определение состава исходного расплава ритмично расслоенного интрузива методом средневзвешенного затруднено значительным количеством маломощных (первые метры) ритмов, и не полной эродированностью интрузива, то нами использовался вариант расчета состава исходного расплава по методике А.А. Арискина и Г.С. Барминой [1]. Этот метод основан на двух постулатах: 1 – в некоторый начальный момент химические составы минералов и расплава в исходной смеси связаны соотношениями термодинамического равновесия, куда в качестве одного из параметров входит температура; 2 – среди множества пород исследуемого магматического объекта имеются образцы, вариации химического состава которых обусловлены только изменением первичных фазовых пропорций. Такие образцы представляют собой группы пород, образовавшихся при одной и той же температуре из расплава и минералов одного и того же состава. Апробация вышеописанной методики проведена на Скергаардском [1], Веселкинском [2, 4], Лукиндинском [6] и других массивах.

Для расчета траекторий эволюции состава исходного расплава Джигдинского интрузива с помощью программ [10, 11] использованы составы 18 образцов (из [8]). Наилучшие результаты были получены по 5 из них. Наиболее оптимальная сходимость наблюдаемых и экспериментальных составов наблюдается при температурах 1125–1160°C, давлении 2, 4, 6 кбар и активности кислорода, соответствующей буферу QFM.

В координатах состав – температура, при давления 2, 4, 6 кбар, модельные тренды составов образуют линии, сходящиеся в области температур, при 2 кбар 1125-1150 °C, при 4 кбар 1110-1130 °C, при 6 кбар 1140-1160°C. Средний состав жидкой фазы, рассчитанный по

модельным траекториям при средней температуре около 1136 °С, соответствует модельному составу исходного магматического расплава. Моделирование с помощью программы Petrolog [11] производилось для давления 2, 4, 6 кбар. Расчетный состава расплава близок к составам пород интрузива, при разных давлениях (2 кбар – габбро, габбро-диорит, 4, 6 кбар габбро и габбро-диориты обогащенные натрием), а также к рассчитанному математически среднему составу породы, отвечающему – габбро. По предварительным расчетам, при таких давлениях, глубина начала кристаллизации интрузива варьируется от 12 до 19 км. Фракционирование этого расплава привело к формированию, с одной стороны, габбро и габбро-диоритов, с другой стороны – габбро и габбро-диоритов обогащенных натрием.

Полученные данные позволяют также сопоставить модельные параметры формирования пород Джигдинского интрузива и других пермотриасовых ультрабазит-базитовых интрузий юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. К настоящему моменту такие расчеты выполнены для Лукиндинского [6] и Лучинского [4] массивов.

Будет уместным отметить, что породы, слагающие эти интрузии, обладают очевидными чертами геохимической двойственности, заключающейся в сочетании признаков как внутриплитного, так и надсубдукционного происхождения [4, 3, 5, 6, 7]. Это позволяет предположить, что становление Джигдинской интрузии вероятно связано с отрывом и погружением в мантию субдуцируемой океанической литосферы, что сопровождается образованием "астеносферного окна", над которым формируются магматические комплексы с "пестрыми геохимическими особенностями" [13, 14].

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву) за выполнение аналитических исследований.

Литература

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
2. Бучко И.В. Состав исходного расплава и магматического субстрата Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива (Приамурье). // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 1. 85-92.
3. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона). // Доклады РАН. 2007. Т.413. № 5. С.651-654.
4. Бучко И.В., Сорокин А.А., Изох А.Э., Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Петрология раннемезозойского ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона). // Геология и геофизика. 2008. Т 49. № 8. С.745-768.
5. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Изох А.И., С.З.Яковлева. Триасовый этап мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона). // Геология геофизика. 2010. Т.51. №11. С.1489-1500.
6. Бучко И.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Пономарчук В.А., Ларин А.М. Возраст и тектоническое положение Лукиндинского дунит-троктолит-габбро-анортозитового массива (восточная часть Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса). // Геотектоника. 2017а. (в печати)
7. Бучко И.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и тектоническое положение Амнуактинского монцогаббро-монцодиоритового массива (восточная часть Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса). // Доклады РАН. 2017б. (в печати)
8. Родионов А.А., Бучко И.В., Кудряшов Н.М. Возраст, минералого-геохимические особенности, тектоническая позиция габбро-монцодиоритового Джигдинского массива (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона). // Тихоокеанская геология. 2018.
9. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. // М.: Недра, 1983. 200 с.
10. Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Neilsen R.L. Comagmat: a Fortran program to model magma differentiation processes. *Computers and Geosciences*. 1993. Vol. 19. P. 1155–1170.
11. Danyushevsky L. V. The effect of small amount of H₂O on fractionation of mid-ocean ridge magmas. *Abstr. AGU Spring Meeting*. 1998. Eos. 79. N 17. 375 p.
12. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J.,

Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W. and Guo Y. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. P. 219-246.

13. Verma S.P. Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt, *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* 1999. Vol.93. P.151-171.

14. Zeck H.P., Kristensen A.B., Williams I.S. Post-collisional volcanism in a sinking slab setting - crustal anatexis origin of pyroxene-andesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alboran volcanic province, southern Spain. *Lithos*. 1998. Vol.45. P.499-522.

УДК 552.08

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОИТЕЛЬНОГО КАМНЯ

Т.С. Серебрянская, Taurika@rambler.ru,

ОАО "Коралайна Инжиниринг", г. Москва

На исследования был предоставлен образец породы, предположительно, являющийся базальтом.

Базальт широко используется для получения щебня, дорожного и облицовочного камней, кислотоупорного и щелочестойкого материала, поэтому требования промышленности к качеству базальта как к сырью для щебня такие же, как и к другим изверженным породам.

Так, например, для производства минеральной ваты базальт используется обычно в шихтовке. Температура плавления сырья не должна превышать 1500°C, а химический состав расплава регламентируется следующими пределами (%): SiO₂ - 34-45, Al₂O₃ - 12-18, FeO до 10, CaO - 22-30, MgO - 8-14, MnO - 1-3. Камнелитейные материалы из базальта обладают большой химической стойкостью, твердостью и сопротивлением к истиранию, высокой диэлектричностью и используются в виде плит для полов и облицовки, футеровки трубопроводов, циклонов, а также в качестве различных изоляторов [1].

Породы, предоставленные на изучение, предполагается использовать в качестве облицовочного камня, а также для получения щебня.

Изучение вещественного состава образца проводилось с использованием комплекса методов технологической минералогии, который включает в себя оптическую диагностику минералов, химический и дифрактометрический анализы.

Для оптических методов исследований использовалась оборудование фирмы Olympus: поляризационный микроскоп BX-51, оптический стереомикроскоп SZX 10, оснащенный цифровой камерой XS-50.

Химический состав проб изучался на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical (Нидерланды 2012 г.). Анализ выполнен по методике 439-РС НСАМ ВИМС 2010 г., обеспечивающей получение результатов III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-04. Рентгеноструктурный анализ проводился на рентгеновском дифрактометре XRD-7000 «SHIMADZU».

Плотность и пористость является важной характеристикой пород. Так как физико-механические свойства базальта в природе различны, то они обладают как различной пористостью, так и различной плотностью. Существует также переходные разновидности, которые внешне могут быть очень похожи на базальты, но при углубленном изучении таковыми не являются.

Плотность базальта, по данным литературных источников, составляет 2520-2970 кг/м³ (2,52-2,97 г/см³), а коэффициент пористости 0,6-19 %.

Нами была измерена плотность породы по различным методикам и она составила 2,63 г/см³ (ГОСТ 2409-2014) и 2,68 г/см³ (ГОСТ 25732-88).

Открытая пористость составила 4,15 % (определена по ГОСТу 2409-2014).

Большее значение имеет классификация базальтов на основании химического состава, который находится в определённом соответствии с их минеральным составом.

По результатам химического состава исследуемого образца и базальта классического [2] была построена гистограмма (рис. 1). Из рисунка видно, что исследуемый образец на 53,73 % состоит из кремнезема и на 15,61 % - из глинозема. Примерно в равных количествах в породе присутствует оксида железа (5,37 %) и оксида кальция (5,48 %). Оксида натрия в породе 4,39 %, а оксида калия-2,02 %. По сравнению с базальтом классическим, изучаемый образец характеризуется пониженным содержанием железа, магния, кальция и повышенным содержание натрия.

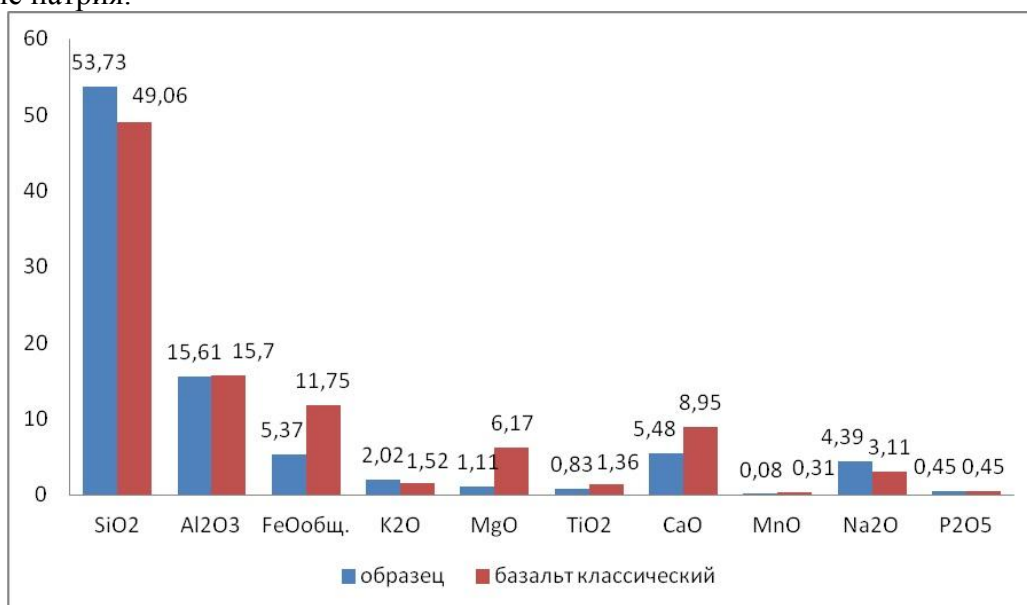


Рис. 1. Химический состав образца №1 и классического базальта.

На диаграмму, взятую из литературных источников [3], были нанесены данные химического анализа исследуемого образца (рис. 2).

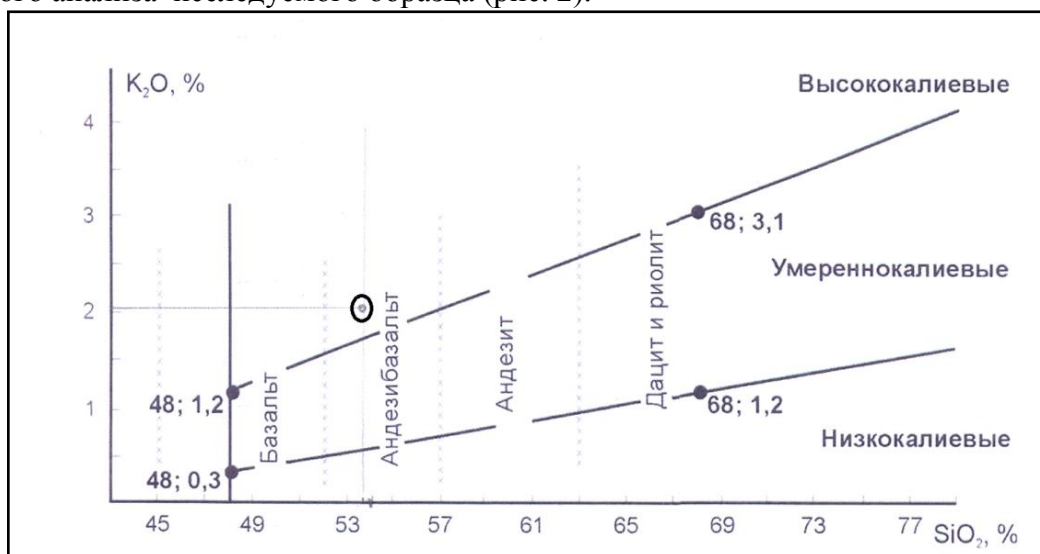


Рис. 2. Диаграмма подразделения базальтов (с SiO₂ >48), андезибазальтов андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококалиевые

Из рисунка 2 видно, что порода, предоставленная на исследования находится в области высококальциевых андезибазальтов.

Для более точного определения принадлежности породы данные были нанесены на диаграмму химической квалификации горных пород (рис.3).

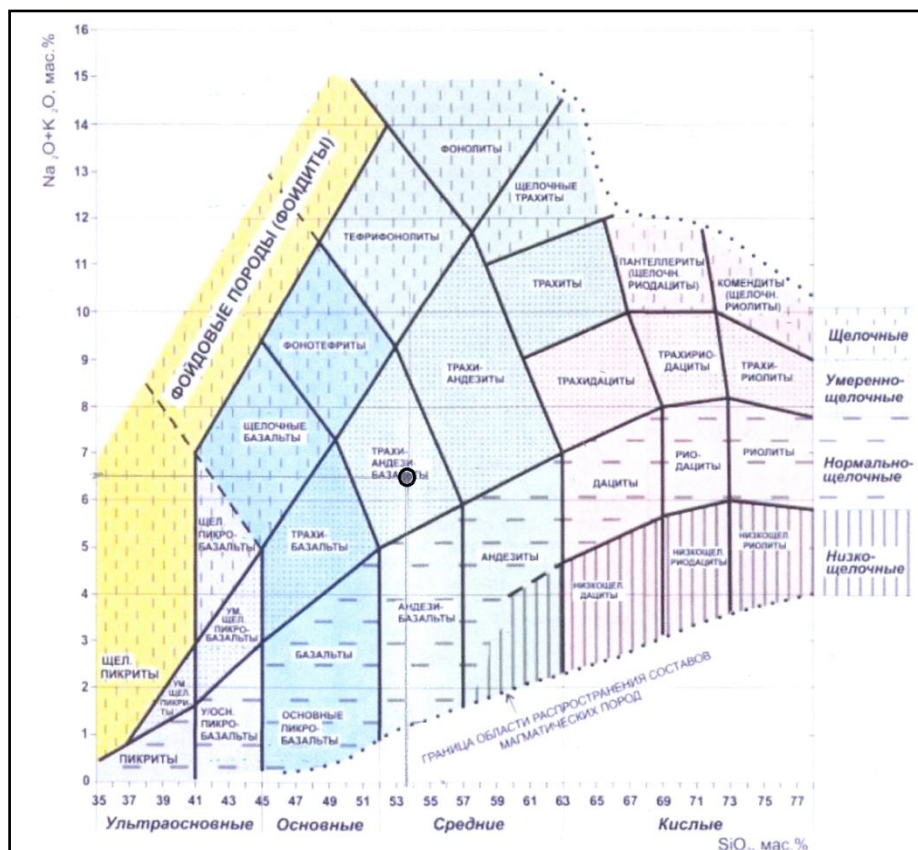
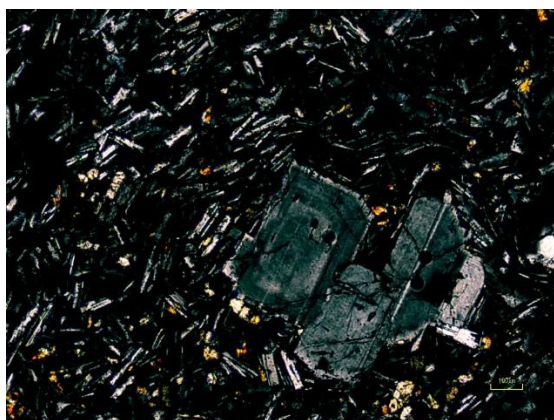


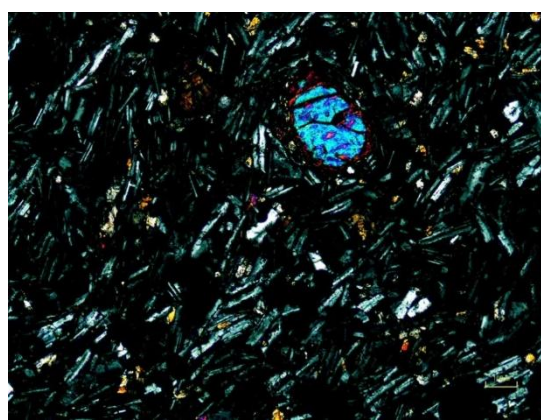
Рис. 3. Диаграмма химической классификации магматических (вулканических) горных пород (Петрографический кодекс, Санкт-Петербург, 2008 г.)

По отношению суммы щелочей к кремнезему, порода относится к трахиандезибазальтам.

Макроскопически, порода характеризуется массивной текстурой и порфировой структурой (рис. 4).



А)



Б)

Рис. 4. А) плагиоклаз, зональное строение; Б) вкрапленник пироксена

В результате минералогического анализа установлено, что образец состоит в основном из полевых шпатов, вулканического стекла, пироксенов, магнетита, титаномагнетита. В незначительных количествах отмечается апатит (рис. 5).



Рис. 5. Минеральный состав образца.

Основанием для выполнения настоящей работы явился образец, переданный на исследования.

В результате проведения комплекса минералогических исследований установлено:

- 1 Плотность породы по различным методикам составила 2,63 г/см³ и 2,68 г/см³;
- 2 Открытая пористость составила 4,15 %;
- 3 Насыпная плотность составила 0,86 %;
- 4 Порода хрупкая, выдерживает нагрузку не более 1-2 кг;
- 5 Минералогический анализ показал, что образец состоит, в основном, из плагиоклаза (64,6 %), КПШ (11,9 %), пироксена (10 %), вулканического стекла (10 %), магнетита, титаномагнетита (3,5 %);
- 6 Образец на 53,73 % состоит из кремнезема и на 15,61 % - из глинозема. Примерно в равных количествах в породе присутствует оксида железа (5,37 %) и оксида кальция (5,48 %). Оксида натрия в породе 4,39 %, а оксида калия-2,02 %
- 7 Установлено, что порода, предоставленная на исследования, относится к высококалийным трахиандезибазальтам;
- 8 На основании исследований возможно решить область использования породы.

Литература

1. Горная энциклопедия в 5-ти томах. – М.: Советская энциклопедия, 1987. – 2900 с.
2. Бетехтин А.Г. Курс минералогии — М.: КДУ, 2010. — 736 с.
3. Петрографический кодекс СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. — 200 с.

МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ХВОСТОВ ЗИФ

Т.С. Серебрянская¹, Taurika@rambler.ru, А.М. Сазонов², sazonov_am@mail.ru

¹ ОАО "Коралайна Инжиниринг", г. Москва

² СФУ, г. Красноярск

В настоящий момент остро стоит вопрос о необходимости изучения технологических свойств руд, а также хвостов ЗИФ с целью выбора оптимальной технологии их переработки. Высокий расход электроэнергии и реагентики диктует необходимость поиска новых решений оптимизации технологических процессов, направленных на снижение себестоимости продукции, повышении ее качества и увеличение извлечения золота.

Значительная часть запасов коренного золота составляют упорные руды, в которых золото находится в тонковкрапленном состоянии в сульфидах и породообразующих минералах. Размер частиц золота составляет от десятков до тысячных долей микрона. Золото главным образом связано с пиритом и арсенопиритом, поэтому оно не растворяется при цианировании при стандартной крупности измельчения 80 - 95% класса -0,074мм и даже при сверхтонком помоле, без применения подготовительных технологии перед цианированием.

Целью работы явилось:

1 Провести минералого-технологические исследования отвальных хвостов обогатительной фабрики;

2 Изучить гранулометрический состав пробы хвостов ЗИФ, а также распределение золота и серебра по классам крупности, морфологические параметры золота, состояние его поверхностей;

3 Определить химический состав золота, золотосодержащих минералов, а также минералов, находящихся в сростании с ними.

Химический анализ выполнен в Аккредитованном Аналитическом Центре ФГУП ЦНИГРИ.

Изучение вещественного состава проб проводилось с использованием комплекса методов технологической минералогии, который включает в себя оптическую диагностику минералов, химический, дифракционный, термический, микросондовый анализы.

Для оптических методов исследований использовалась оборудование фирмы Olympus: поляризационный микроскоп BX-51 оптический стереомикроскоп SZX 10, оснащенный цифровой камерой XS-50.

Термический анализ проводился при помощи прибора NETZSCH STA 449 F3 Jupiter®.

Рентгеноструктурный анализ проводился на рентгеновском дифрактометре D/ MAX-2200 фирмы Rigaku.

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) проводился на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX Advanced производства компании PANalytical (Нидерланды).

Для проведения ситового анализа была взята проба весом 5,46 кг, из которой 0,5 кг было отобрано на анализы, а на остатке пробы - 4,96 кг, был проведен ситовой анализ. С целью изучения форм нахождения золота было проведено доизмельчение материала до класса крупности -0,071 мм (более 85 %) и концентрирование его на гидросепараторе по классам крупности. Полученные продукты изучались оптико-минералогическим методом, а также при помощи электронного сканирующего микроскопа.

Гранулометрический состав и распределение золота и серебра по классам крупности приведен в таблице 1.

Таблица 1 – Гранулометрический состав и распределение Au и Ag по классам крупности.

№ п.п.	Класс крупности, мм	Выход класса, %	Содержание, г/т		Распределение, %	
			Au	Ag	Au	Ag
1	кл-0,250+0,125	0,78	0,67	0,05	0,95	0,51
2	кл-0,125+0,071	9,19	0,54	0,07	8,98	8,42
3	кл-0,071+0,045	34,10	0,64	0,04	39,48	17,86
4	кл-0,045	55,92	0,50	0,1	50,59	73,21
Итого		100,00			100,00	100,00
Среднее			0,55	0,08		

Проба содержит, по данным ситового анализа, золота 0,55 г/т и серебра 0,08 г/т.

Данные по распределению золота и серебра были нанесены на гистограмму, из которой видно, что отмечается их неравномерное распределение по классам крупности. Наибольшее количество золота присутствует в классе -0,045 мм (50,59 %). В классах -0,125+0,071 и -0,071+0,040 мм присутствует золота соответственно: 8,98 и 39,48 %. В классе -0,250+0,125 мм находится золота менее 1 %. Наибольшее количество серебра также отмечается в классе крупности -0,045 мм (73,21 %). В классах -0,125+0,071 и -0,071+0,040 мм присутствует серебра соответственно: 8,42 и 17,86 %.

На рисунке 1 показано распределение золота и серебра в пробе по классам крупности.

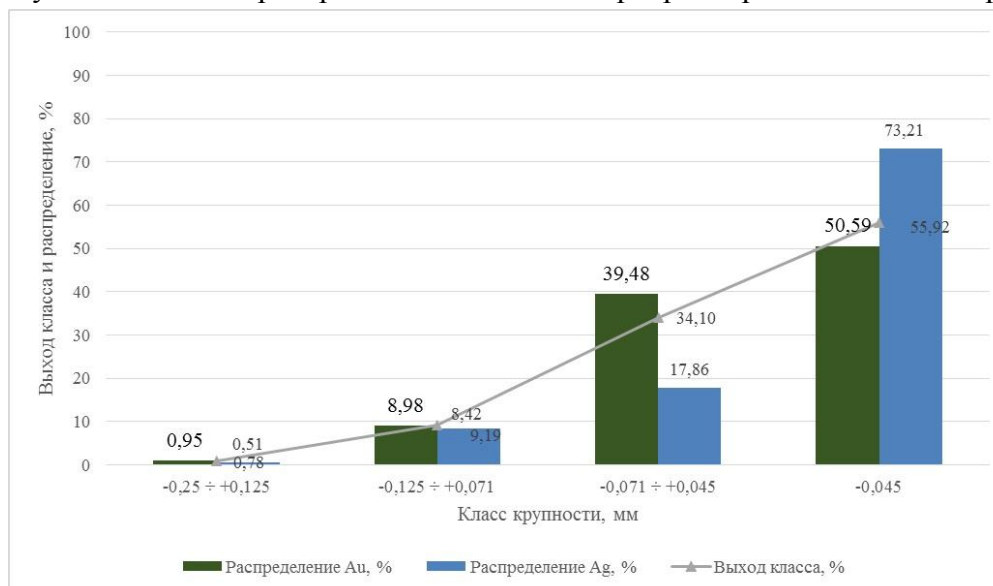


Рис. 1. Распределение золота и серебра по классам крупности.

Из рисунка видно, что содержания золота и серебра не обладают прямой зависимостью и это обстоятельство может свидетельствовать о наличии собственных минералов последнего.

Определение концентрации породообразующих и микроэлементов в пробах силикатных горных пород, выполнено методом **рентгенофлуоресцентного анализа (РФА)**.

Данные рентгенофлуоресцентного анализа были нанесены на гистограмму (рис. 2).

Из рисунка видно, что проба сложена на 52,88 % из кремнезема. Доля глинозема составляет 10,11 %, а оксида кальция - 11,78 %. Среди оксидов в значительном количестве присутствуют оксиды железа (6,54 %), калия (2,67%), магния (2,07 %). Доля других оксидов незначительна. Потери при прокаливании составили 10,54 %.

Содержание цветных металлов в пробе составило, ppm: Cr-61; V- 60; Co-38 и Ni-36; Cu-70; Zn -83; Rb- 93; Sr-149; и Zr – 120; Ba-487; U-<5; Th-18; Y -27; Pb-31; As -1741.

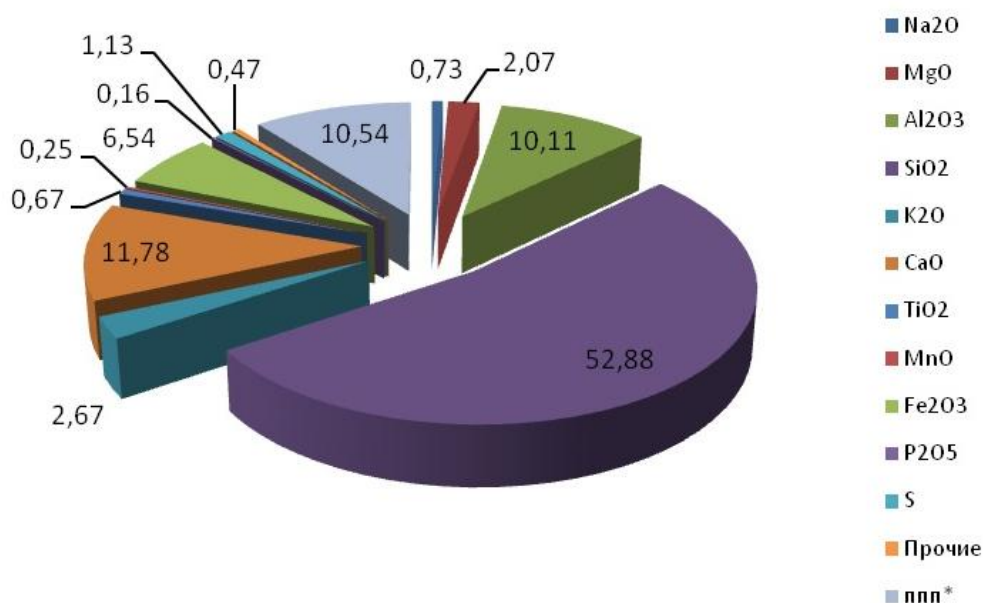


Рис. 2. Химический состав пробы.

Минералогический анализ проводился оптико-минералогическим методом согласно инструкций НСОММИ №19, №31. Из фракций, крупностью менее 0,1 мм, изготавливались искусственные прозрачно-полированные пластинки, которые изучались при помощи универсального микроскопа Olympus BX-51.

Процентные соотношения минералов подтверждены минералогическим, термическим, рентгенофазовым и рентгенофлуоресцентным анализами.

Минералогическим анализом установлено, что основная часть пробы представлена породообразующими минералами, массовая доля которых составляет около 99 %. Проба состоит, в основном, из кварца (39,36 %), карбонатов (20,99 %); слюды (14,85 %), каолинита, хлорита (17,99 %), полевого шпата (6,01 %).

Рудные минералы присутствуют в виде единичных зерен и представлены в основном пирротинном, пиритом, арсенопиритом, антимонитом, блеклыми рудами. Отмечается единичные зерна циркона, шеелита, ильменорутила.

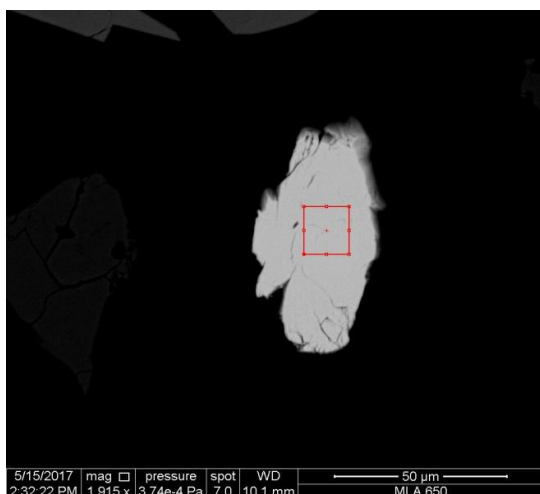
Золото встречается как в свободном виде – в классах крупности $-0,071+0,045$ и $-0,045$ мм, так и в виде открытых и закрытых сростков с сульфидами и породообразующими минералами.

В результате микрозондовых исследований в полученных концентратах установлены и изучены следующие минералы: пирит, пирротин, арсенопирит, тетраэдрит, буланжерит, барит, гудмундит, теллуру-висмутит, галенит, ульманит, шеелит.

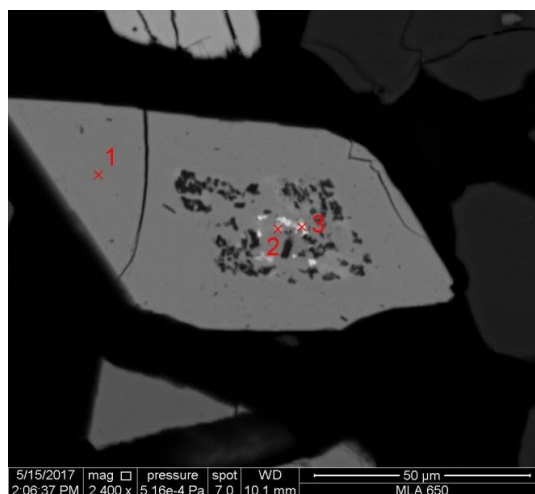
Также обнаружены и изучены самородные: золото, серебро, висмут. Встречаются единичные зерна джонасонита (AuBi_5S_4) и ауростибита (рис. 3).

По результатам исследований были сделаны следующие *выводы*:

- 1 Содержание золота и серебра в пробе составило: 0,55 и 0,08 г/т соответственно;
- 2 По данным гранулометрического анализа в исходной пробе присутствовало более 20 % класса крупности $+0,071$ мм;
- 3 Максимальное количество Au отмечается в классах крупности $-0,250+0,125$ и $-0,071+0,040$ мм и составило: 0,67 и 0,64 г/т соответственно;
- 4 Максимальное количество Ag отмечается в классах крупности $-0,250+0,125$ и $-0,125+0,071$ мм и составило: 0,05 и 0,07 г/т соответственно;
- 5 Проба сложена на 52,88 % из кремнезем, на 10,11 % из глинозема, а также из оксида кальция (11,78 %). Среди оксидов в значительном количестве присутствуют оксиды железа (6,54 %), калия (2,67%), магния (2,07 %). Доля других оксидов незначительна;



А)



Б)

Рисунок 3. Фото сульфидов золота; А) джонасонит; Б) 1- арсенопирит; 2-блеклая руда; 3) ауростибит.

6 Содержание золота и серебра в пробе составило: 0,55 и 0,08 г/т соответственно;

7 По данным гранулометрического анализа в исходной пробе присутствовало более 20 % класса крупности +0,071 мм;

8 Максимальное количество Au отмечается в классах крупности -0,250+0,125 и -0,071+0,040 мм и составило: 0,67 и 0,64 г/т соответственно;

9 Максимальное количество Ag отмечается в классах крупности -0,250+0,125 и -0,125+0,071мм и составило: 0,05 и 0,07 г/т соответственно;

10 Проба сложена на 52,88 % из кремнезем, на 10,11 % из глинозема, а также из оксида кальция (11,78 %). Среди оксидов в значительном количестве присутствуют оксиды железа (6,54 %), калия (2,67%), магния (2,07 %). Доля других оксидов незначительна;

11 Минералогическим анализом установлено, проба состоит, в основном, из кварца (39,36 %), карбонатов (20,99 %); слюды (14,85 %), каолинита, хлорита (17,99 %), полевого шпата (6,01 %);

12 Рудные минералы присутствуют в виде единичных зерен и представлены в основном пирротинном, пиритом, арсенопиритом, антимонитом, блеклыми рудами, галенитом. Отмечается единичные зерна циркона, шеелита, ильменорутила;

13 В результате микрозондовых исследований в полученных концентратах установлены и изучены следующие минералы: пирит, пирротин, арсенопирит, тетраэдрит, буланжерит, барит, гудмундит, теллуру-висмутит, галенит, ульманит, шеелит. Также обнаружены самородные: золото, серебро, висмут. Встречаются единичные зерна джонасонита (AuBi_5S_4) и ауростибита;

14 Золото представлено высокопробной разновидностью (Au-более 99 %) с незначительной примесью (менее 1 %) серебра и находится как в свободном виде, так и в виде открытых и закрытых сростков. Его размеры колеблются от первых мкм до первых десятков мкм;

15 Установлены труднообогатимые золотосодержащие минералы – джонасонит и ауростибит.

Выводы сделаны на основании результатов, полученных при изучении технологической пробы, предоставленной на исследования.

Литература

1. МУ НСОММИ №19. Количественный минералогический анализ дробленных руд. – М.: ВИМС, 1990. – 24 с.
2. МУНСОММИ №31. Виды и последовательность минералогических исследований для обеспечения технологических работ. – М.: ВИМС, 1990. – 64 с.

ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ НЕРУНДИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

И.В. Четвертаков, chetvertakov.van@yandex.ru

ИЗК СО РАН, г. Иркутск

Нерундинское золоторудное поле (ЗРП) расположено на северо-западе Байкальской складчатой области в пределах Нерунда-Мамского золоторудного района. Золотое оруденение контролируется Байкало-Сыннырским глубинным разломом северо-восточного простирания, который служит границей двух крупных морфоструктур – Олоkitского прогиба, выполненного рифейскими карбонатно-терригенными отложениями, и Байкало-Муйского блока (террейна), сложенного глубоко метаморфизованными островодужными образованиями верхнего рифея [1]. В зоне Байкало-Сыннырского разлома среди рифейских карбонатно-терригенных отложений отмечаются тектонические линзы глубоко метаморфизованных образований Байкало-Муйского блока и милонитизированных гипербазитов, подчеркивающих глубинный характер разлома.

Золотоносные метасоматиты березит-лиственитовой формации развиты в пределах золоторудных зон северо-восточного простирания, вытянутых вдоль швов Байкало-Сыннырского разлома. Выделяется несколько разновидностей метасоматитов: кварц-бурошпатовые (анкерит-сидеритовые), кварц-хлорит-бурошпатовые, березитоиды и березитизированные породы (сульфидов до 10%), кварцевые и бурошпат-кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны. Последние, в основном, и несут промышленное оруденение. «Бурый шпат» (анкерит-сидерит) на поверхности, в зоне окисления, часто полностью замещен лимонитом. Мощность метасоматических зон до 400–700 м. Всего выделяется три золоторудных зоны: Главная, Безымянная и Габбровая (рис. 1). Большая часть золоторудных объектов расположена в пределах рудных зон. Однако перспективные проявления встречаются и за пределами рудных зон, в оперяющих тектонических нарушениях.

Месторождение Нерунда относится к группе мелких и в настоящее время находится в состоянии разведки и опытно-промышленной разработки. Оно локализовано в пределах Главной рудной зоны, в пачке карбонатно-терригенных пород. Золоторудные тела представлены крутопадающими кварцевыми и бурошпат-кварцевыми жильно-прожилковыми зонами мощностью 1,5–3,0 м, кососекущими по отношению к залеганию вмещающих пород. В пределах месторождения выявлено пять рудных тел, которые по традиции называются жилами. Внутреннее строение рудных тел достаточно сложное и крайне изменчивое как по простиранию, так и падению, при бонанцевом характере распределения металла и наличии рудных столбов. Среднее содержание золота 6 г/т, пробность высокая (914–960). По падению рудная зона прослежена до глубины 200 м. Однако, на глубину наблюдается постепенное снижение средних содержаний золота и выклинивание рудных столбов.

В окрестностях месторождения проведены поисковые работы силами а/с «Сининда 1», в результате которых выявлено 15 проявлений золота. Шесть из них оценены буровыми скважинами на глубину до 200 м. Однако результаты бурения оказались отрицательными. Выявленные на поверхности рудные тела, на глубину сокращались в мощности, быстро выклинивались или становились бедными, непромышленными.

Цель наших геохимических исследований – помочь предприятию в выборе перспективного объекта для постановки детальных поисково-оценочных работ. Базой для изучения первичных ореолов рассеяния послужили результаты анализов бороздовых проб из поверхностных горных выработок, отобранных в процессе поисковых работ а/с «Сининда 1». Эти пробы были проанализированы в РАЦ респ. Бурятии приближенно-количественным спектральным

анализом на 26 элементов, а также спектрозолотометрическим и пробирным анализами на золото.

На каждом перспективном проявлении было намечено 3-5 горных выработок, вскрывших наиболее крупные рудные тела. Первичные ореолы рассеяния оконтуривались по изоконцентрате золота 0,01 г/т. Далее для каждого проявления составлялись выборки проб, попавших в контуры первичных ореолов, и проводилась статистическая обработка результатов анализов этих проб на 18 элементов, обычных спутников золота при гидротермальном типе оруденения: Ag, As, Bi, Sb, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Cr, Ti, V, Mn, Sn, Mo, W, Be, Ba [2].

Спектральный анализ обладает низкой чувствительностью на As, Bi, Sb, и его результаты по этим элементам не пригодны для статистической обработки. Поэтому нами выполнено дополнительное опробование выделенных первичных ореолов штучными пробами из расчета 15-20 проб по каждому проявлению. Эти пробы проанализированы на As, Bi, Sb в лаборатории ИЗК СО РАН рентгенофлуоресцентным методом с использованием спектрометра TIGER.

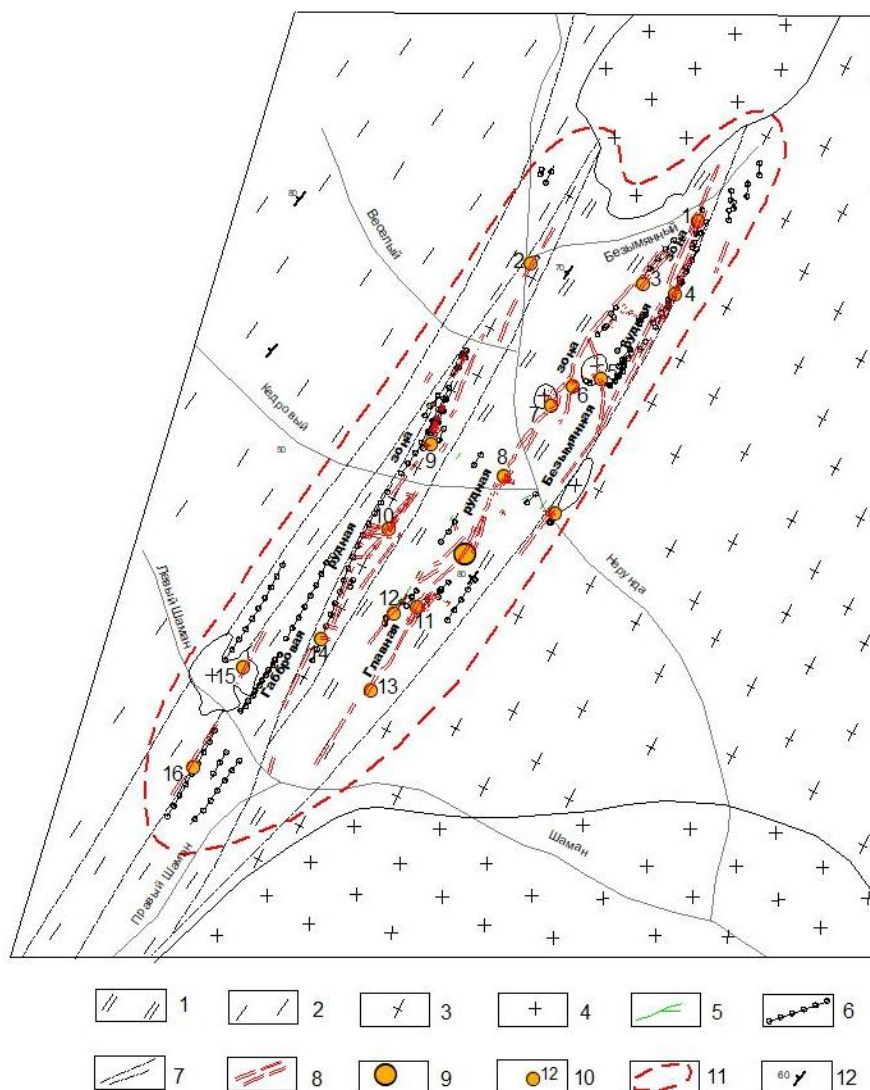


Рис 1. Схема геологического строения Нерундинского рудного поля (по материалам а/с «Сининда 1»).

1 – метаалевролиты, филлитовидные сланцы; 2 – карбонатно-терригенные породы; 3 – гнейсы; 4 – граносиениты, граниты; 5 – лампрофиры; 6 – дайки граносиенит-порфиров; 7 – разломы; 8 – зоны гидротермальных изменений; 9 – месторождение Нерунда; 10–11 – Нерундинское рудное поле; 12 – элементы залегания.

Проявления: 1 – Вершина Безымянного, 2 – Плотиковое, 3 – Северо-Западное, 4 – Безымянное, 5 – Полиметаллическое, 6 – Аллохтон, 7 – Центральное, 8 – Стрелка; 9 – Веселое, 10 – Габбровое, 11 – Промежуточное, 12 – Штокверковое, 13 – Юго-западное, 14 – Аномальное, 15 – левый Шаман, 16 – Правый Шаман.

В процессе статистической обработки определялись состав аномальной геохимической ассоциации (АГА), отношение Ag/Au и коэффициент вертикальной геохимической зональности ($K_{ВГЗ}$).

Для определения АГА вычислялись средние содержания каждого элемента и коэффициент концентрации (Кк) по отношению к местному фону. Составлялись можаритарные ряды элементов, ранжированные по величине Кк. В АГА первичных ореолов включались элементы с $K_k > 1.5$ (элементы группы привноса) и $K_k < 0.7$ (элементы группы выноса). Результаты статистической обработки приведены в таблице 1.

Таблица 1 – Аномальные геохимические ассоциации первичных ореолов Нерундинского золоторудного поля

Месторождения-м., Проявления-п.	Аномальные геохимические ассоциации	Ag/Au	$K_{ВГЗ}$
п. Юго-Западное	Au ₁₆₆ , As _{8.7} , Ni _{4.3} , Cu _{3.2} , Cr _{2.8} , Co _{2.7} , Ag _{1.9} , Zn _{1.6} , (V _{0.5})	0.2	1.1
п. Промежуточное	Au ₂₅₃ , Bi _{8.5} , Ni _{3.4} , Co _{2.2} , Ag _{1.9} , Cu _{1.6} , Zn _{1.4} , (Mo _{0.6} , W _{0.6})	0.1	4.4
м. Нерунда	Au ₁₉₅ , Ni _{4.6} , Co _{3.4} , Cu _{2.3} , Bi _{2.2} , Zn _{1.7} , Sb _{1.7} , As _{1.6} , Mo _{0.7}	0.2	4.3
п. Стрелка	Au ₂₆ , Ni _{7.9} , Sb _{7.3} , Co _{3.7} , Cu _{2.2} , Zn _{2.0} , Sn _{1.8} , V _{1.7} , Pb _{1.6} , Cr _{1.5}	0.7	6.5
п. Центральное -ГРЗ	Au ₂₇₄ , Cu _{5.7} , Mo _{5.5} , Ni _{4.4} , Ag _{4.0} , Zn _{3.9} , Bi _{3.4} , Pb _{2.5} , Co _{2.4} , Ba _{2.2} , As _{1.6}	0.2	0.7
п. Аллохтон	Au ₅₇₄ , Bi _{14.1} , Mo _{11.4} , Ba _{4.6} , Cu _{4.0} , W _{3.8} , Ag _{3.2} , Pb _{2.2} , Sb _{2.0} , Co _{1.9} , V _{0.6}	0.1	0.3
п.Полиметаллическое	Au ₅₄₃ , Pb _{75.1} , Ag _{64.2} , Cu _{34.0} , Bi _{14.2} , Zn _{5.6} , Sb _{5.2} , Ba _{4.5} , Mo _{2.6} , W _{1.9} , V _{0.3} , Cr _{0.2}	2.0	16.2
п. Безымянное	Au ₁₇₉₅ , Co _{4.0} , Ni _{2.7} , Ag _{2.5} , Bi _{2.1} , Mo _{1.6} , Cu _{1.6} , Zn _{1.5} , V _{0.4}	0.02	0.4
п. Штокверковое	Au ₁₁₅₈ , Bi ₃₆₀ , Ag _{25.8} , Cu _{7.4} , As _{5.7} , Ni _{2.4} , Co _{2.0} , Ba _{2.0} , Zn _{1.7} , Pb _{1.7} , Sb _{1.4}	0.4	29.6
п. Аномальное	Au ₉₃ , Cu _{6.2} , Sb _{3.7} , As _{2.2} , Ni _{2.2} , Pb _{2.0} , Co _{1.8} , Ag _{1.7} , Bi _{1.6} , Zn _{1.6} , Ba _{1.5} , Mo _{0.7} , Cr _{0.4}	0.3	18.9
п. Габбровое	Au ₃₇ , Ni _{2.7} , Cu _{5.1} , As _{2.9} , Co _{2.0} , Zn _{2.3} , Ag _{2.8} , Sb _{2.3} , Pb _{1.7} , Mo _{0.9} , W _{0.7} , V _{0.7} , Cr _{0.5}	1.3	6.1
п. Веселое	Au _{11.1} , Ag _{6.6} , Pb _{2.4} , Sb _{1.8} , Co _{1.7} , Mo _{1.7} , As _{1.5} , W _{0.7} , Sn _{0.7} , Mn _{0.6} , Cr _{0.5} , Ti _{0.4} , V _{0.4}	4.0	5.5
п. Плотиговое	Ni ₄₃ , Cr _{22.7} , Co _{9.5} , Ag _{7.6} , Cu _{3.4} , As _{3.3} , Au _{2.3} , Zn _{2.3} , V _{1.9} , Sb _{1.4} , Pb _{1.2}	21.6	0.8

Учитывая геологическое строение Нерундинского золоторудного поля, тип оруденения по М.С. Рафаиловичу можно определить как золото-сульфидно-кварцевый жильный и штокверковый, мезоабиссально-гипабиссальный [3]. Характерный для него ряд вертикальной геохимической зональности:



Исходя из этого ряда и с учетом фактического состава АГА разработана формула для вычисления коэффициента вертикальной геохимической зональности ($K_{ВГЗ}$):

$$K_{ВГЗ} = (\text{Ag} \cdot \text{Sb} \cdot \text{Pb}) / (\text{W} \cdot \text{Mo} \cdot \text{Co}) \cdot 1000$$

Анализируя данные таблицы 1, можно сделать следующие выводы:

1. Нерундинское месторождение с $K_{ВГЗ} = 4.3$ и отношением Ag/Au = 0.2, по данным разведки имеет среднерудный эрозионный срез. Можно предположить, что такой же уровень среза имеют проявления Промежуточное, Стрелка, Габбровое и Веселое с аналогичным $K_{ВГЗ} = 4.4-6.5$. Однако эти проявления слабо изучены и опосредованы единичными горными выработками. Необходимо более детальное изучение поверхности горными выработками и только после этого можно будет решить вопрос с бурением скважин.

2. Проявления Юго-Западное, Центральное, Аллохтон, Безымянное с $K_{ВГЗ} = 0.3-1.1$ имеют нижнерудный эрозионный срез, что подтверждается отрицательными результатами бурения. Постановка поисково-оценочных работ здесь не рекомендуется.

3. Проявления Штокверковое, Полиметаллическое и Аномальное характеризуются очень высокими $K_{ВГЗ} = 16.2-29.6$, предполагающими верхнерудный или даже надрудный эрозионный срез. Штокверковое и Полиметаллическое проявления детально изучены горными выработками с поверхности и буровыми скважинами на глубину до 200 м. Результат бурения

отрицательный. Следует отметить, что на обоих этих проявлениях рудные тела приурочены к оперяющим тектоническим трещинам пологого залегания. Возможно, на пологих залежах К_{ВГЗ} не работает. Проявление Аномальное слабо изучено (единичная канава) и для его оценки требуется более детальное изучение поверхности.

4. Проявление Плотиковое, судя по высокой концентрации Cr, Ni, Co, As, Cu, связано с гидротермальной проработкой (лиственнитизацией) катаклазированных ультрабазитов, линзы которых встречаются в тектонических швах Байкало-Сыннырского разлома. Искусственное обнажение пестроокрашенных выветрелых катаклазитов размер 30х20 м выявлено в плотике россыпи р. Нерунда (в ее головке!) и опробовано при дополнительном исследовании первичных ореолов. Судя по вторичному геохимическому ореолу хрома, тело измененных ультрабазитов прослеживается на склон долины р. Нерунда в северном направлении более 300 м, при мощности порядка 100 м. Проявление представляет поисковый интерес на золото-сульфидное оруденение в лиственитах, имеющее важное промышленное значение. На крупном месторождении Дзун-Холба (Восточный Саян), локализованном в аналогичной геологической обстановке, это ведущий геолого-промышленный тип руд. Там он приурочен к эндоконтактам и корневой части тектонической линзы ультрабазитов.

5. Интересно, что проявления Главной рудной зоны, на которых был сосредоточен основной объем поисковых работ, имеют среднерудный или нижнерудный срез. В то время, как слабо эродированные проявления Габбровой рудной зоны изучены единичными горными выработками. Это можно объяснить тем, что глубоко эродированные объекты сопровождаются более обширными и контрастными вторичными ореолами рассеяния, чем слабо эродированные. Они легко выявляются на ранних стадиях поисков, в поисковых маршрутных и при заверке геохимических аномалий. На них и сосредотачивается основной объем горных и буровых работ. Слабо эродированные объекты остаются мало изученными, хотя именно они представляют наибольший поисковый интерес. Изучение первичных геохимических ореолов на ранней стадии поисков, пусть и без количественной оценки продуктивности, но с определением геохимического типа оруденения и уровня эрозионного среза, позволит более целенаправленно и эффективно проводить поисковые работы.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49. Киренск. Объяснительная записка. – составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ», ФГУНППГП Иркутскгеофизика, редактор: Митрофанов Г.Л. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2010. 698 с.
2. Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. – М.: Недра, 1987, 408 с.
3. Изменчивость состава формационных и геохимических типов золотого оруденения и ее использование при прогнозировании и поисках (Методические рекомендации). /Составитель: Рафаилович М.С., ответственный редактор: Косалс Я.А. – Алма-Ата: КазИМС, 1992. – 93 с.

УДК 553.078

**МИНЕРАГЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОГО ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ КАК
ИСТОЧНИК РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗЕЙСКО-
БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА**

Н.И.Белозеров¹, nibic@rambler.ru, А.А.Попов², aqva@ascnet.ru, Т.В.Артеменко², art@ascnet.ru

¹Амурский научный центр ДВО РАН, Благовещенск

²Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

Южная часть Туранского и примыкающего к нему Малохинганского горных сооружений характеризуется повышенной концентрацией разнообразных и генетически разнородных полезных ископаемых. Значительный эрозионный срез и контролируемая речной сетью направленность сноса рыхлого материала позволяют оценить возможность и, ориентировочно, объёмы поступления определённых видов полезных компонентов в отложения прилегающих частей Зейско-Буреинского бассейна

Наиболее полно региональную картину повышенных содержаний в породах дал Д.Л.Вьюнов (2003г) по результатам геохимического опробования территории Амурсею области. Следует отметить, что геохимические потоки рассеяния наиболее полно и достоверно (на данный момент изученности вопроса) отображают распределение химических элементов над коренными породами и направление их перемещения пролювиально-аллювиальными процессами. Геохимический фон концентрации химических элементов, по данным автора, зависит не только от типа вмещающих их пород (халькофильные-сидерофильные), но и от геохимических особенностей и металлогении рудных зон и таксонов разного ранга.

Описываемый район характеризуется широким развитием продуктов гранитоидного магматизма, среди которых наибольший объём занимают гранитоиды тырмо-буреинского комплекса с которыми пространственно ассоциируют интрузии харинского сиенит-лейкогранитового комплекса позднего палеозоя. Магматические образования раннего и позднего мела выполняют серию линейных и очаговых структур вдоль зон глубинных разломов по границам блоков. Широко распространены здесь разновозрастные гидротермально-метасоматические и пневматолитические процессы – кремнекалиевого метасоматоза, грейзенизации, альбитизации, березитизации окварцевания, серицитизации, а также аргиллизации, пропицитизации и других низкотемпературных изменений.

Горные породы района характеризуются резко выраженной гранитофильной специализацией - существенно повышенным содержанием редких элементов – Rb, Li, Be, Zr, Nb, редких земель (Y, Yb, La), радиоактивных элементов (U,Th), S и особенно сильно Pb. Породы самой южной части территории содержат заметно повышенные концентрации Ag, Mo, Cu.

По результатам интерпретации геохимических данных подчёркивается преимущественно редкометальная специализация площади. При этом доминирующее положение в структуре прогнозных ресурсов занимают Be, Sn, Mo, W, Ag и Pm. Значительная часть ресурсов Ag и Pm связана с проявлениями Sn. Выделенные геохимические аномалии ранга рудных узлов (рис.1) конкретизируют площади распространения полезных компонентов, их ожидаемые ресурсы. Предполагаемые ресурсы полезных компонентов подсчитаны авторами по методике изложенной в [3] для полей ранга рудных узлов и составляют: Mo – 102 тыс. т.; W – 231 тыс.т.; Sn – 146.6 тыс.т.; Zr – 8671 тыс.т.; Pb+Zn – 14011 тыс. т., причём отдельно Zn составляет всего 3540 тыс.т. Cu – 329 тыс.т.; Li – 604 тыс. т. Ag – 11686 т; Y+La – 1215тыс. т.,

Чтобы удостовериться, что полезные компоненты эродируемых горных сооружений поступало в отложения Зейско-Буреинской впадины, мы проанализировали результаты шлихового опробования проведённого геологами при геологической съёмке масштаба 1:200000 всей разветвлённой сети водотоков стекающих с этих сооружений. Вынесенные на карту (рис 1) ореолы повышенных содержаний Au, Ag, Sn (касситерита), W (шеелит, вольфрамит), Ti (рутил, магнетит), Mo (молибденит) Cu (халькопирит), Zn (сфалерит), Pb (галенит), редких, редкоземельных и радиоактивных элементов (фергусонит, циркон, циркон, малакон, монацит, ксенотим, циртолит, браннерит, ортит) и ряда других элементов показывают густую насыщенность рыхлых отложений рудным материалом.

Опираясь на изложенные материалы о количественной оценке полезных компонентов в породах южной части Туранского и части Мало-Хинганского горных сооружений можно сделать следующие выводы:

- Описываемые горные сооружения действительно очень богаты перечисленным выше рядом полезных ископаемых и могут служить источником поступления их в отложения прилегающей части Зейско-Буреинского бассейна.

- В пойменных и русловых отложениях формировались россыпи крупных классов обломочных материалов полезных компонентов – золота, серебра, касситерита, шеелита, вольфрамита, киновари, циркона, монацита, ксенотима, фергусонита и ряда других.

- В тонкозернистые отложения впадины, в том числе угленосные толщи, стекались полезные компоненты тонких классов крупности и органохимические их соединения.

- Минерагения горных сооружений обрамляющих юго-восточную часть Зейско-Буреинского бассейна подчёркивает возможность обогащения её угленосных отложений редкоземельными и редкометальными (Y, Yb, La, Ce, Nb, Zr), а также радиоактивными (U, Th) соединениями, оловом, вольфрамом титаном и свинцом.

Литература

1. Онухов Ф.С. Принципы анализа рельефа для изучения тектоники областей молодого горообразования // Генезис рельефа Тез. докл ИЗК СО РАН. Иркутск, 1995. С. 47-48.
2. Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Методика анализа тектонической расчлененности для оценки геоморфологического риска (на примере юга Дальнего Востока России) // Геоморфологический риск. Тез докл. ИЗК СО РАН. ИркутскЮ 1993. С 37-38.
3. Соколов С.В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения – Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ.1998. 154 с.
4. Сорокин А.П. Молодые платформы восточной окраины Евразии (глубинное строение, условия формирования и металлогения). – Владивосток. «Дальнаука» ДВО РАН, 2013. -366 с.
5. Сорокин А.П., Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока Владивосток: Дальнаука, 1997. – 304 с.
6. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья. – Владивосток: Дальнаука, 2002. -194 с.

РАННЕМЕЛОВЫЕ РАСТЕНИЯ-УГЛЕОБРАЗОВАТЕЛИ ХАРАНОРСКОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)

Е.В. Бугдаева¹, В.С. Маркевич¹, Н.Г. Ядрищенская², А.В. Куриленко² bugdaeva@biosoil.ru

1 - Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный Научный Центр
Биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН

2 - Обособленное Структурное Подразделение «Читагеологоразведка» АО «Сибирская
Производственная Геологическая Организация»

Тургино-Харанорская впадина расположена в юго-восточной части Забайкалья. В ее осадочный чехол входит вулканогенно-осадочная тургинская свита, перекрытая угленосной кутинской свитой. Мощность первой достигает 1100 м. Кутинская свита подразделяется на две подсвиты, нижняя из которых характеризуется разномасштабным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями гравелистых песчаников, конгломератов и конгломератобрекчий. Для пород характерна примесь углистого детрита; нередко встречаются прослои углистых аргиллитов и бурых углей (2–6 м). Мощность подсвиты изменчива и достигает 500 м. Верхнекутинская подсвита сложена часто чередующимися алевроитовыми песчаниками и алевролитами с прослоями и линзами сидеритов, аргиллитов, гравелитов. Характерным для этой части разреза является устойчивая угленосность. Растительный детрит постоянно встречается в породах разреза, многочисленны прослои углистых пород и пласты бурых углей. Мощность подсвиты 300–400 м, она содержит двадцать угольных пластов мощностью от первых метров до 49 м [3].

Угленосная толща представляет собой сложный парагенетический ряд озерных, болотных, речных и пролювиальных фаций, часто резко изменчивых и замещающих друг друга и по вертикали, и по латерали. Обломочные породы кутинской свиты являются полимиктовыми или олигомиктовыми. Цемент пород представлен каолинитом, монтмориллонитом с примесью гидрослюда, кремнеземом, карбонатами (сидерит, кальцит, доломит, анкерит). Слоистость в крупнообломочных породах грубая волнистая, линзовидная, косая, в тонкообломочных – горизонтальнослоистая. Породы слабо сцементированы и диагенизированы.

В породах стратона выделен раннемеловой палинокомплекс с пылью покрытосеменных *Asteropollis asteroides* Hedlund et Norris. Здесь же были найдены двустворчатые моллюски *Limnocyrena ovalis* (Rammelmeyer), *L. hupehensis* (Grabau), *Unio obrutschewi* Martinson, домики ручейников *Folindusia* sp., *Terrindusia* sp., макрофлористические остатки *Birisia alata* (Prynada) Samylin, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Unger) Heer, *Sphenobaiera* aff. *longifolia* (Pomel), *Sph.* ex gr. *angustiloba* (Heer), *Nilssoniopteris* aff. *prynadae* Samylin, а также представители родов *Pseudotorellia*, *Pagiophyllum*, *Ixostrobus*, *Pityospermum*, *Pseudolarix* и др.

Харанорское бурое угольное месторождение, открытое в 1895 г., находится в Борзинском районе Забайкальского края, в 260 км к юго-западу от г. Чита. Его площадь 85 км². Разрабатывается верхний горизонт угольных пластов кутинской свиты, в котором заключено до 20 угольных пластов. Основной объект разработки – пласт "Новый I"; в северной части месторождения его мощность достигает 49 м, на юго-востоке он расщепляется на пласты "Новый 1-А" (средняя мощность 13,3 м) и "Новый 1-Б" (пласт в основном имеет мощность 17–22 м, и лишь в юго-западной части мощность его снижена до 6–10 м). Выше залегает пласт "Новый II" (8,3 м), ниже – пласты I (11–18 м) и II (4 м). Мощности остальных пластов не превышают 1 м. Угленосные отложения слагают пологую брахисинклиналь, осложнённую по периферии мелкими вторичными мульдами, а в центральной части – крупными разрывными нарушениями с амплитудой 20–280 м [3].

Нами в 1979 и 1981 гг. были найдены остатки таких растений, как *Ginkgo manchurica* (Yabe et Oishi) Meng et Chen (табл. I, фиг. 1-3), *Sphenobaiera* cf. *starukhiniae* Bugd. (табл. I, фиг. 9), *Tomharrisia* sp.A (табл. I, фиг. 4-6), *Pagiophyllum* sp. (табл. I, фиг. 7-8), *Pseudotorellia kharanorica* Bugd. [4, 5]. Обрывки кутикулы их листьев широко распространены в кластических межугольных прослоях.

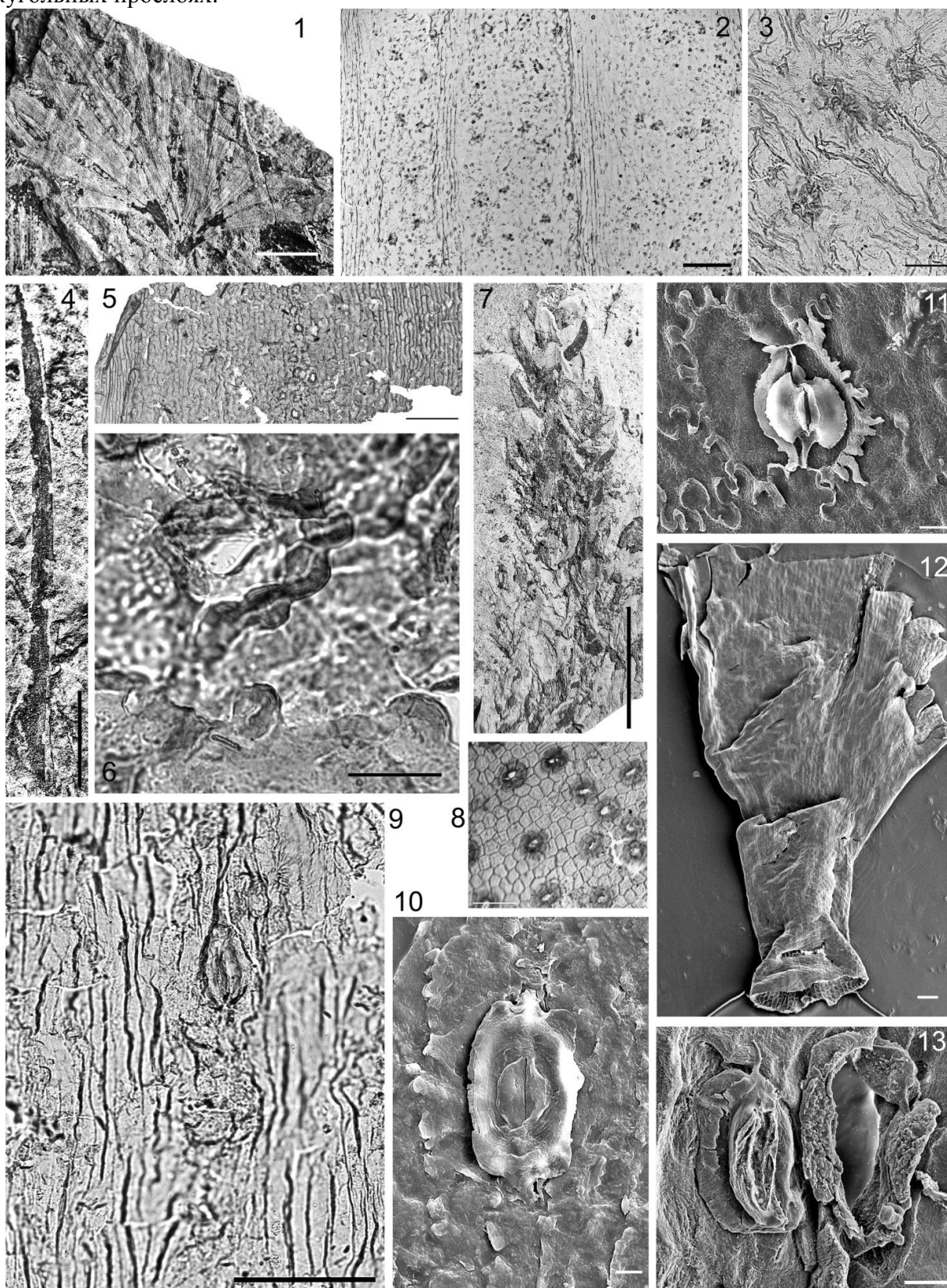


Таблица 1. Растения Харанорского угольного разреза (Забайкальский край).

Объяснения к таблице I. Растения Харанорского угольного разреза (Забайкальский край): фиг. 1-3 – *Ginkgo manchurica* (Yabe et Oishi) Meng et Chen. 1 – лист, обр. 532/6912, линейка 1 см; 2 – участок нижней кутикулы листа с 3 костальными и 3 интеркостальными зонами, линейка 100 м; 3 – три устьица, линейка 10 м; 4-6 – *Tomharrisia* sp.A., обр. 532/7788; 4 – лист, линейка 1 см; 5 – участок нижней кутикулы листа с краевой и срединной зонами, между ними устьичная полоса, линейка 100 м; 6 – устьице, окаймленное папиллами, на периклиальной поверхности соседних эпидермальных клеток видно по одной папилле, линейка 20 м; 7-8 – *Pagiophyllum* sp., обр. ЗБХ/7735; 7 – побег, видны шиловидные листья, линейка 1 см; 8 – участок кутикулы листа, линейка 100 м; 9 – нижняя кутикула листа *Sphenobaiera* aff. *starukhiniae* Bugd., надугольная толща, линейка 100 м; 9 – устьице *Pseudotorellia kharanorica* Bugd., пласт «Новый III-Б», линейка 10 м; 11 – устьице беннеттита *Nilssoniopteris prynadae* Samyl., пласт «Новый III-Б», линейка 10 м; 12-13 – *Arctopitys* sp.A, пласт «Новый III-Б»; 12 – основание листа, в верхней части образца виден желобок с папиллами, линейка 100 м; 13 – 2 устьица, одно из них разрушенное, линейка 10 м.

Из маломощного пеплового прослоя кислого состава, расположенного внутри продуктивной толщи, был получен довольно представительный палиноспектр. В его составе многочисленны споры близких к циатейным и диксониевым (*Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *Leiotriletes* spp.), реже встречаются близкие к чистоустовым (*Osmundacidites nikanicus* (Verb.) Shug.), схизейным (*Concavissimisporites asper* Pock.) и полиподиевым (*Laevigatosporites ovatus* Wills. et Webst.). Относительно велико разнообразие мохообразных (*Stereisporites congregatus* (Bolch.) Sem., *St. stereoides* (Pot. et Venitz.) Pfl., *St. bujargiensis* (Bolch.) Shug.). Им сопутствуют близкие к плауновидным (*Retitriletes subrotundus* (К.-М.) Sem., *Leptolepidites verrucatus* Coup.). Среди голосеменных преобладает двумешковая пыльца близких к сосновым (*Alisporites similis* (Balme) Dettm., *Piceapollenites mesophyticus* (Bolch.) Petr. и *Bisaccites* spp.). Следующая по значимости моносулькатная пыльца *Ginkgocycadophytus* sp. Роль *Podozamites* sp. и *Araucariacidites australis* Cooks. невелика. Пыльца покрытосеменных не встречена.

В 2018 году геолог Харанорского разреза О.Д. Гильфанова прислала нам образцы углей из пласта «Новый». После химической мацерации углей с применением азотной кислоты и щелочи, были выделены дисперсные кутикулы следующих растений. Пласт «Новый I-A» – *Pseudotorellia* sp.A, *Elatides* sp.A, *Czekanowskiales* ? sp. indet., *Cheirolepidiaceae* ? sp. indet., пласт «Новый II» – , пласт «Новый III-A» – *Nilssoniopteris* aff. *prynadae* Samyl. (табл. I, фиг. 11), *Pseudotorellia kharanorica* (табл. I, фиг. 10), *Elatides* cf. *zhoui* Shi, Leslie, Herendeen, Ichinnorov, Takahashi, Knopf et Crane; пласт «Новый III-Б» – *Nilssoniopteris* aff. *prynadae*, *Pseudotorellia kharanorica*, *Arctopitys* sp.A (табл. I, фиг. 12-13), *Pagiophyllum* sp., *Elatides* cf. *zhoui*.

Таким образом, основными углеобразователями пласта «Новый» Харанорского разреза являются представители беннеттитов *Nilssoniopteris* aff. *prynadae*, древних гинкговых *Pseudotorellia*, хвойных *Elatides* sp.A, *E. cf. zhoui*, *Arctopitys* sp.A, *Pagiophyllum* sp. Склоновую растительность составляли гинкговые *Ginkgo manchurica*, *Tomharrisia* sp.A, а также сближаемые с сосновыми.

Nilssoniopteris prynadae был описан В.А. Самылиной из буор-кемюсской свиты Зырянкинской впадины Якутии [2]. Позже этот вид был обнаружен во многих угленосных отложениях Северо-Восточного Китая и Южного Приморья [6, 7].

Ginkgo manchurica известно из большого числа местонахождений в Северо-Восточном Китае [7, 11].

Elatides zhoui был описан [10] из свиты Хухтэг апт-альбского возраста (угольное месторождение Тугруг, бассейн Чойр-Нялга Монголии).

Tomharrisia в России был описан В.А. Красиловым из липовецкой свиты Раздольненского бассейна Южного Приморья [1]. Нужно отметить, что при исследовании углей шести месторождений бассейна, этот вид обнаружен не был. По всей видимости, он не входил в число углематеринских растений. В Хараноре он также найден в кластических отложениях, но не в углях. Скорее всего, он представлял собой растение склоновых сообществ.

Род *Arctopitys* известен из средней юры Северной Норвегии (*Arctopitys persulcata* (Johansson) Bose & Manum и *A. lagerheimii* (Johansson) Bose & Manum), из нижнего мела Шпицбергена и острова Баффина Арктической Канады (*A. ineffecta* Bose & Manum, *A.*

capboheanensis Bose & Manum), из нижнего мела Испании (*A. gothanii* (Gomez) Nosova), из нижнего мела Западной Гренландии (*A. groenlandica* (Bose & Manum) Nosova) [9].

Палинологические данные позволяют предположить, что основными поставщиками фитомассы для формирования угля были папоротникообразные, мохообразные, хвойные и продуценты пыльцы *Ginkgocycadophytus*.

Благодарности

Авторы благодарны геологу Харанорского разреза О.Д. Гильфановой за присылку образцов, Н.П. Домре (ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, г. Владивосток) за обработку спорово-пыльцевых проб.

Литература

1. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 264 с.
2. Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы (Зырянский угленосный бассейн). Часть I. Хвошковые, папоротники, цикадовые, беннеттитовые // Палеоботаника (под ред А.Л. Тахтаджяна). Вып. 5. М.-Л.: Наука. 1964. С. 39-79.
3. Угольная база России. Том IV. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Тунгусский и Таймырский бассейны, месторождения Забайкалья). М.: ЗАО «Геоинформмарк». 2001. 493 с.
4. Bugdaeva E.V. *Pseudotorellia* from the Lower Cretaceous coal-bearing deposits of Eastern Transbaikalia // Paleontological Journal. 1995. Vol.29, N 1A. P. 182-184.
5. Bugdaeva E.V. New Species of *Sphenobaiera* Florin (Ginkgoales) from the Lower Cretaceous of Transbaikalia // Paleontological Journal. 2010. Vol. 44. No. 10. P. 1240-1251.
6. Bugdaeva E.V. Volynets E.B. & Markevich V.S. The Early Cretaceous Flora of Razdol'naya River Basin (Primorye Region, the Russian Far East). Botanica Pacifica. A journal of plant science and conservation. 2015. Vol. 4(2). P. 71-77.
7. Deng Sh.-H. Early Cretaceous flora of Huolinhe Basin, Inner Mongolia, Northeast China. Beijing: Geological Publishing House. 1995. 125 p.
8. Jin P.-H., Dong J.-L., Wang Z.-X., Yuan X.-C., Hua Y.-F., Du B.-X., Sun B.-N. A new species of *Elatides* from the Lower Cretaceous in Shandong province, Eastern China and its geographic significance // Cretaceous Research. 2018. Vol. 85. P. 109-127.
9. Nosova N., Wcisło-Luranc E. A reinterpretation of *Mirovia Reymanówna* (Coniferales) based on the reconsideration of the type species *Mirovia szaferi* Reymanówna from the Polish Jurassic // Acta Palaeobotanica. 2007. 47(2). P. 359-377.
10. Shi G., Leslie A.B., Herendeen P.S., Ichinnorov N., Takahashi M., Knopf P., Crane P.R. Whole-plant reconstruction and phylogenetic relationships of *Elatides zhoui* sp. nov. (Cupressaceae) from the Early Cretaceous of Mongolia // Int. J. Plant Sci. 2014. Vol. 175(8). P. 911-930.
11. Zhao L.-M., Ohana T., Kimura T. A fossil population of *Ginkgo* leaves from the Xingyuan Formation, Inner Mongolia // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., 1993. No. 169. P. 73-96.

ПАЛЕОГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ НЕДР АЛДАНО-МАЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА (ЮГО-ВОСТОК СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

В.Г. Варнавский, vit.varnav@yandex.ru

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

Распределение скоплений нефти и газа по разрезу и площади осадочных бассейнов во многом определяется зональностью развития процессов нефте- и газообразования. В зоне протокатагенеза (ПК) при температурах примерно 90-100° происходит начальное преобразование рассеянного органического вещества (РОВ), образование торфа, бурого угля [4].

В зоне мезокатагенеза (МК₁-МК₂) при температуре от 80-90 до 160-170°С при интенсивной деструкции полимерлипидных компонентов РОВ проявляется ГФН, во время которой генерируется и эмигрирует из материнских пород преобладающая часть битуминозных компонентов, включающая весь спектр нефтяных углеводородов [4].

В конце мезокатагенеза – начале апокатагенеза (МК₄-АК₁) при температуре от 160 до 250°С проявляется ГФГ, во время которой в продуктах генерации преобладают газообразные УВ, а в их составе – метан [4].

В Алдано-Майском осадочном бассейне (АМОБ) позднекарельские литоккомплексы вулканской (PR₁²), раннерифейские уянской (RF₁¹) и учурской (RF₁²) серий характеризуются неблагоприятными для формирования нефти и газа фациями и в работе не рассматриваются.

Рифейские литоккомплексы керпыльской (RF₂²), лахандинской (RF₃¹), уйской (RF₃²) серий прошли фазу нефте- и газообразования в авлатогенных структурно-фациальных зонах (Д) Юдомо-Майского прогиба, в восточной предавлагочной части структур плитной области бассейна: Майской (Б) и Усть-Майской (В) структурно-фациальных зон (рис. 1, 2, 3) [1-3].

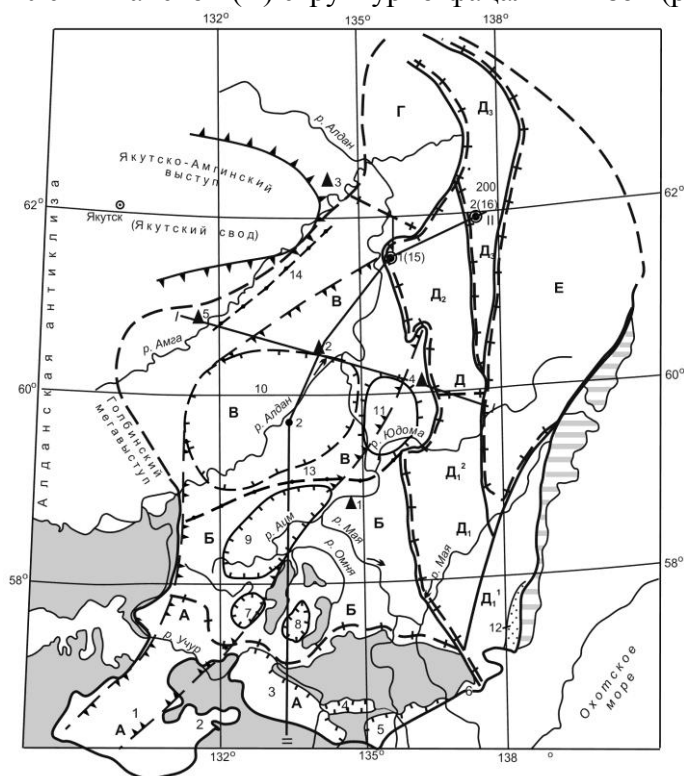


Рисунок 1. Принципиальная схема современного размещения основных структур и структурно-фациального районирования Алдано-Майского осадочного бассейна.

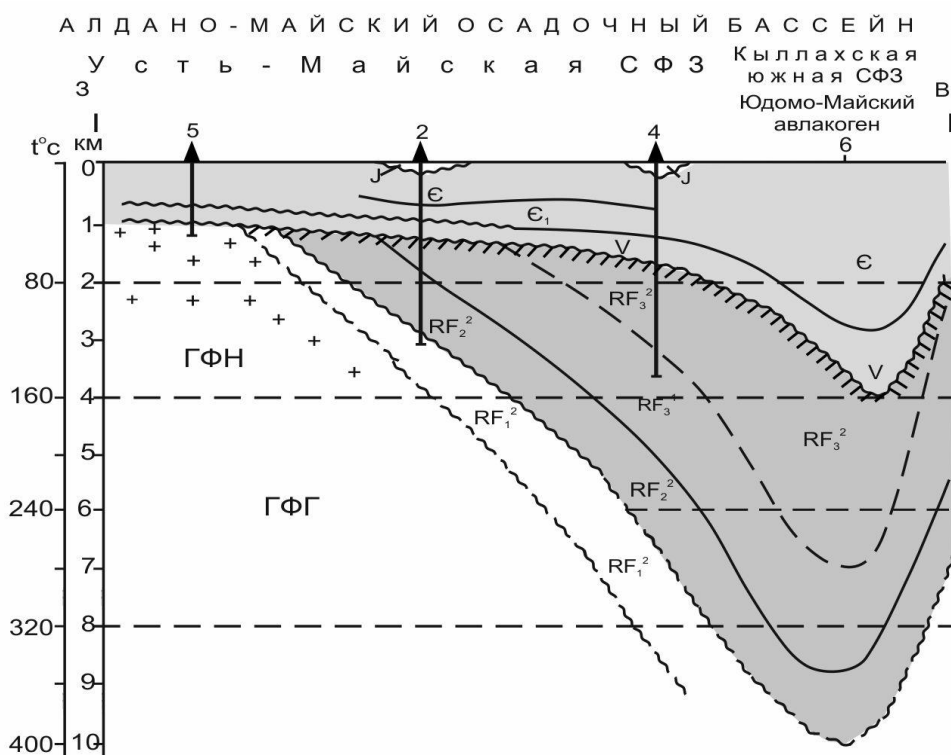


Рисунок 2. Модель палеоизомощности чехла АМОБ по профилю I-I, условных рубежей глубинного размещения ГФН и ГФГ.

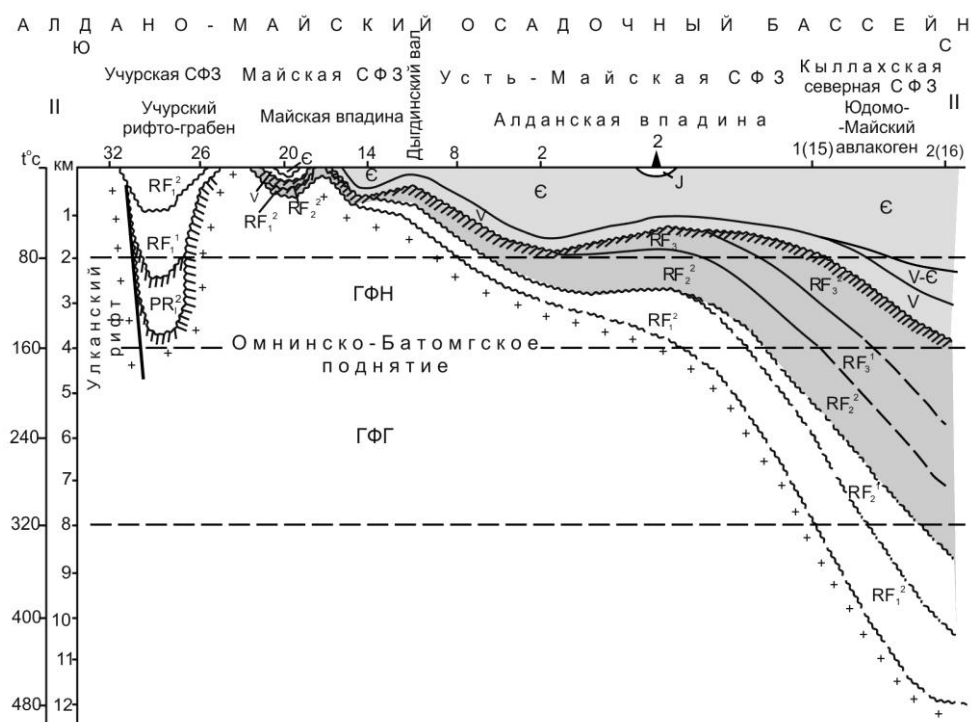


Рисунок 3. Модель палеоизомощности чехла АМОБ по профилю II-II, условных рубежей глубинного размещения ГФН, ГФГ.

В рассматриваемой части разреза АМОБ достаточно литоккомплексов, способных генерировать нефтегазовые флюиды, способные дать колоссальные запасы нефти и газа, а также локальные по разрезу литологически экранирующие слои. В структуре бассейна не исключены тектонически экранированные принадвиговые и поднадвиговые образования.

Весьма интересным (с позиции экрана) представляется основание вендского комплекса, «плащом» перекрывающее все рифейские структуры бассейна (рис. 2, 3).

Существенно карбонатные, порой весьма битуминозные комплексы кембрия могут представлять интерес в пределах авлакогена (рис. 1Д) и сопредельных с ним на западе структур Майского (Б) и Усть-Майского (В) структурно-фациальных зон плитной области бассейна (рис. 1, 2, 3).

Литература

1. Варнавский В.Г., Кузнецов В.Е. Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона: геолого-структурное положение, районирование // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 5. С. 67-79.
2. Варнавский В.Г. Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 82-102.
3. Варнавский В.Г. Алдано-Майский осадочный бассейн (юго-восток Северо-Азиатского кратона): палеоструктура чехла, нефтегазоносность // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36, № 4., С. 85-98.
4. Словарь по геологии нефти и газа. Л.: Недра, 1988. С. 120-122, 131-133.

УДК 553.481 (571.62)

К ВОПРОСУ О ПОИСКОВОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАБОТ НА ПРИМЕРЕ КУН-МАНЬЁНСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.А.Гурьянов¹, Guryanov_v@mail.ru, А.В.Матвеев², gorby2007@yandex.ru

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

² АО «Дальневосточное ПГО», Росгеология, г. Хабаровск

Анализ обширного материала по геологии и рудоносности Сибирской платформы свидетельствует о том, что перспективы открытия новых месторождений сульфидных медно-никелевых руд следует связывать с мафит-ультрамафитами зон континентального рифтогенеза в пределах тектонически активизированного её обрамления. С этих позиций несомненный интерес представляют интрузии мафит-ультрамафитов с сульфидной минерализацией, трассирующие Пристановой коллизионный пояс [1, 2, 3]. С зеленокаменными поясами и их фрагментами (древними рифтами) здесь ассоциируются ареалы и скопления тел никеленосных мафит-ультрамафитов. В пределах этой коллизионной зоны известно около 20 областей проявления мафит-ультрамафитового глубинного (мантийного) магматизма, который и является поставщиком сульфидных медно-никелевых с платиноидами руд. Свидетельством особого режима формирования пояса является его субширотное простираие, дискордантное по отношению к структурам Алданского и Джугджуро-Станового мегаблоков [3]. Эта шовная структура представляет собой гигантскую зону тектонического меланжа, состоящую из тектонических блоков, сложенных на восточной половине архейскими высокобарическими гранулитам джанинской и туксанийской серий и разными по составу магматическими породами, анортозитами и эклогитами. В целом, поясу свойственны интенсивные поясовые гравитационные и магнитные аномалии [3, 4]. В гравитационном поле (аномалии в редукции Буге) Пристановой коллизионной зоны выделяются субширотный осевой максимум и расположенные вдоль него линейные минимумы. Осевой линейный максимум на всём протяжении соответствует поясу выходов на дневную поверхность пород гранулитовой фации, насыщенных роями линейно вытянутых в субширотном направлении силлов, даек, лакколлитов, реже штоков мафит-ультрамафитов палеопротерозойского возраста. Полосовое положение глубинных гранулитов с многоярусными мафит-ультрамафитовыми телами, подтверждённое

геологическими методами [3], сохраняется с глубиной и даже становится более чётко выраженным.

В результате систематизации, обобщения и анализа фондовых и опубликованных материалов, а также новых данных полученных в последние годы при проведении структурно-геологических, металлогенических и геофизических исследований в пределах юго-восточной части Пристанового коллизионного пояса [3, 4, 5] выделено два потенциально перспективных на Cu-Ni с Pt оруденение района: Туксани-Кукурский (Туксанийский) и Кун-Маньёнский. При картосоставительских работах, в связи с открытием крупного по запасам Cu-Ni месторождения Кун-Маньё, эта территория уже рассматривается как Кун-Маньёнская минерагеническая зона (Ni, Cu, Co, Pt) [5], которая по материалам современных среднемасштабных гравиметрических съёмок находит своё контрастное выражение в гравитационных полях (рис. 1).

Туксани-Кукурский (по [5]) район исследований (Туксанийский по А. В. Матвееву, 2013 - 2015 гг.). По материалам гравиметрических съёмок масштаба 1:200 000 Верхне-Зейской и Туксанийской площадей Амурской области, Хабаровского края и республики Саха (листы N-52-V и -VI) А.В. Матвеевым (ОАО «Дальгеофизика», 2011 - 2014 гг.) произведена прогнозная оценка на сульфидное медно-никелевое с платиной оруденение. На гравиметрической карте выделена контрастная положительная аномалия шириной около 40 км, протягивающаяся в запад-северо-западном направлении более чем на 200 км. Эта аномальная зона является северо-западным продолжением Кун-Маньёнского медно-никелевого рудного узла и рассматривается в качестве Туксанийской минерагенической зоны или потенциально рудного района (рис. 1).

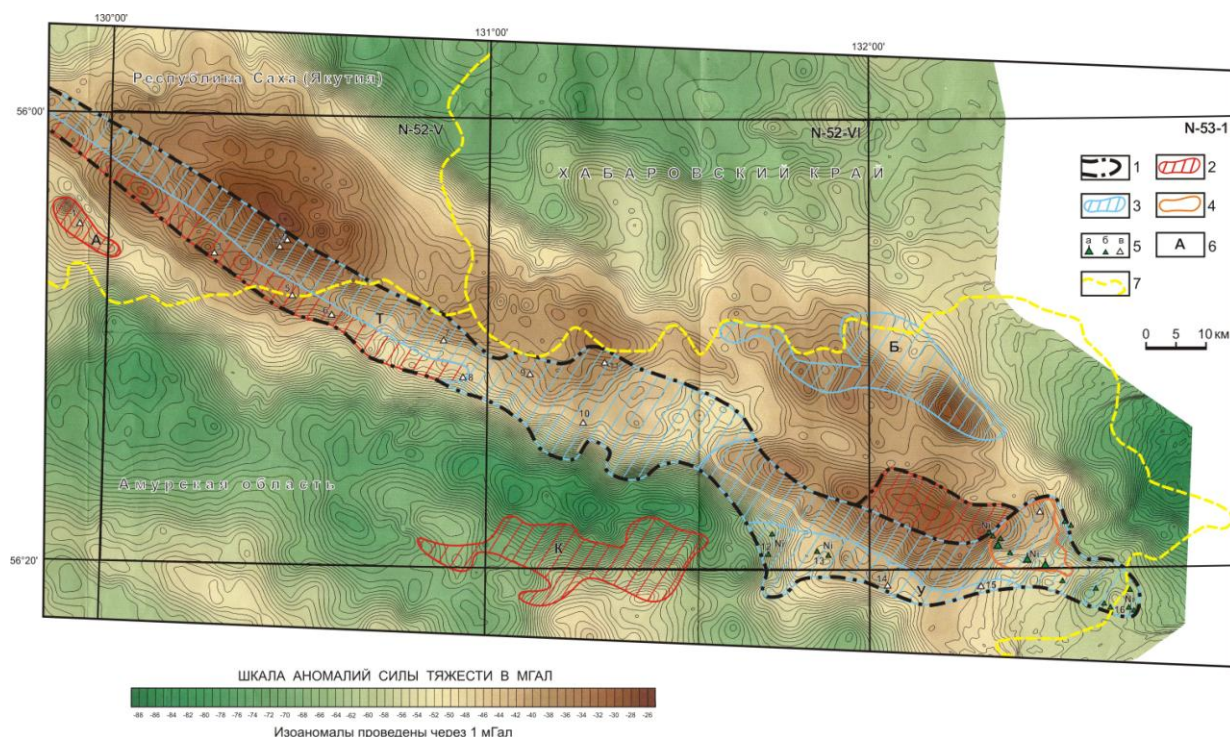


Рис. 1. Гравиметрическая карта в редукции Буге ($b = 2.67$ г/см, уровень условный) Кун-Маньёнской минерагенической зоны (по А.В. Матвееву, 2014, 2015 гг., с упрощениями).

1 – контур Кун-Маньёнской платиноносной медно-никелевой минерагенической зоны; 2 – области распространения крупных тел мафит-ультрамафитов, фиксируемых в поле силы тяжести локальными аномалиями; 3 – области распространения плито- и пластообразных тел и даек мафит-ультрамафитов, фиксируемых в поле силы тяжести заливообразными аномалиями; 4 – литохимические аномалии никеля, выявленные на эталонных объектах при проведении ГС – 200; 5 – а) месторождение Кун-Маньё, б) проявления никеля и меди Кун-Маньёнского рудного поля, в) проявления и пункты минерализации никеля и меди в мафит-ультрамафитах Кун-Маньёнской минерагенической зоны (по данным: 1 - Габышев В.Д., 1981, 2002 гг.; 2 – Казмин Ю.Б. и др., 1960 г.; 3 -7, 9 -10 – Матвеев А. В., 2014, 2015 гг.; 8 – Васюкович С.С., 1991 г.; 12 – 13 - Потоцкий Ю.П, 2010 г.; 11, 13 – 16 – Гурьянов В.А., 2005, 2007, 2009 гг.); 6 – перспективные площади, рекомендуемые для постановки поисковых работ на сульфидное медно-никелевое с платиной оруденение: Т – Аюмканская, У – Утанахская, К – Купуринская, А – Авгенкурская, Б – Борогонская; 7 – административные границы.

Туксанийская зона контролируется одноимённым глубинным разломом, который делит её на две части. На северо-восточном борту разлома встречаются лишь протяжённые дайко- и силлообразные тела мафит-ультрамафитов с тонкой вкрапленностью сульфидов, слабо фиксируемые редкой сетью гравиметрических наблюдений. К юго-западу от разлома выявлены локальные гравиметрические аномалии, обусловленные интрузиями никеленосных (Ni до 0.76%) мафит-ультрамафитов с сульфидной вкрапленностью [4]. Наиболее контрастная аномалия установлена в бассейне р. Авгенкур (лист N-52-IV), где известны и прослежены на глубину интервалы вкрапленных сульфидных руд (сумма ЭПГ до 0.61 г/т) в габброидах одноименного массива (В.Д. Габышев, 1981 г.). В результате проведенных по профилям детализационных пешеходных гравиметрических наблюдений и геолого-поисковых маршрутов с отбором проб установлено, что гравиметрические аномалии на местности соответствуют штокам, дайко- и плитообразным телам вебстеритов, плагиовебстеритов, гарцбургитов, габброноритов, реже кортландитов, часто с тонко рассеянной вкрапленностью (1–5%) сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит). По петрофизическим, минералого-петрографическим особенностям и химизму эти породы обнаруживают сходство с мафит-ультрамафитами кун-маньёнского комплекса. В пределах Туксанийского района выделено пять перспективных площадей, которые рекомендованы для постановки поисковых работ на сульфидное платиноидно-медно-никелевое оруденение: Аюмканская, Авгенкурская, Купуринская, Утанахская, Борогонская (рис. 1). При выделении площадей использовались данные гравиметрии и магниторазведки, результаты заверочных геолого-поисковых маршрутов, а также геохимические критерии – потоки рассеяния Ni, Co, Cu, Pt и Pd, выявленные предыдущими исследованиями (рис. 2).

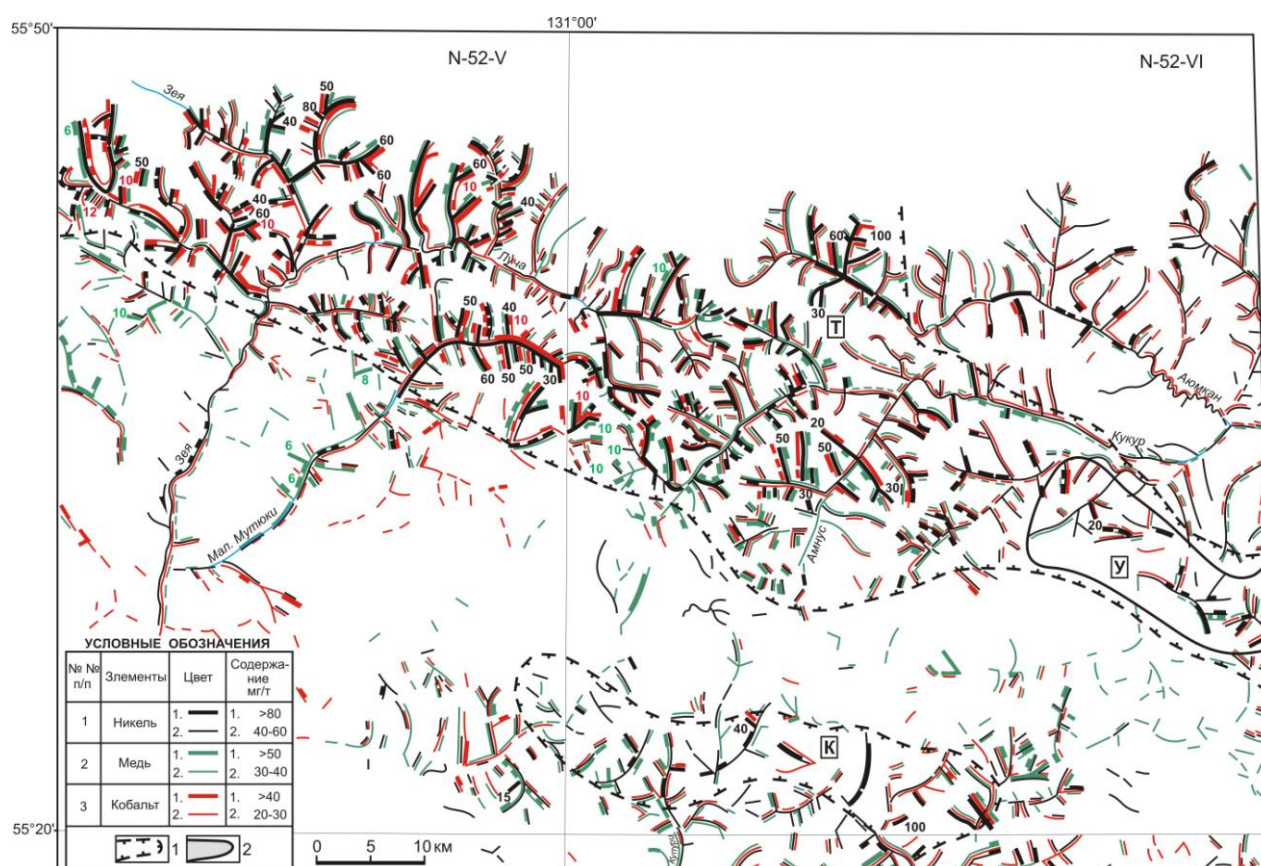


Рис. 2. Карта геохимических потоков рассеяния никеля, кобальта и меди центральной части Кун-Маньёнской минерагенической зоны (по Домчаку В.В. и др., 1996; с упрощениями).

1 – контуры и наименования перспективных площадей: Т – Аюмканская, К – Купуринская, М – Кун-Маньёнская, У – Утанахская, Б – Борогонская.

В гравитационном поле по заливам изоаномал обособляются участки насыщенные телами ультрамафитов. Наиболее крупные тела ультрамафитов фиксируются локальными положительными аномалиями силы тяжести. При интерпретации геофизических аномалий весьма чётко выделяются участки насыщенные плитообразными телами, а также штоками пироксенитов и перидотитов, трассируемых потоками рассеяния Ni, Co, Cu и Pt. В штучных пробах из сульфидизированных пород по результатам геолого-поисковых работ (рис. 1) содержания Ni достигают 1.11%, Cu – 0.33%, Co – 0.1%, Cr – 0.5%, Pt – 0.6-1.45 г/т, редко до 10 г/т, Pd – 0.4 г/т, Au – 0.05 г/т (метод ICP-MS, ХИАЦ ИТИГ ДВО РАН). Эталонным объектом для прогнозной оценки Туксанийского рудного района был выбран расположенный с востока Кун-Маньенский рудный узел с разведанным месторождением Кун-Маньё. Согласно произведенным расчетам для пяти перспективных площадей суммарные прогнозные ресурсы категории Р₃ Туксанийского рудного района площадью 2700 км² составили: Ni – 3088 тыс т, Cu – 1235 тыс т, Pt и Pd – 309 т. (А. В. Матвеев, «Пояснительная записка к паспорту Туксанийского рудного района...», ОАО «Дальгеофизика», 2015 г.) [4].

Заключение. По сути, статья и предлагаемые карты являются отражением современного (2016 г.) состояния изучения проблемы никеленосности палеопротерозойского мафит-ультрамафитового магматизма Кун-Маньёнской минерагенической зоны на восточном фланге Пристанового коллизионного орогена. Открытие крупного Cu-Ni месторождения на его восточном фланге свидетельствует о важности и актуальности данной проблемы и проводимых гравиметрических и геохимических исследований.

Литература

1. Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н. и др. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология, 2012, т.31, № 2. С. 3-21.
2. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Доклады академии наук, 2009, т.425, № 4. С. 505-508.
3. Гурьянов В. А., Приходько В. С., Песков А.Ю. и др. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизионного пояса (юго-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология, 2014. С. 48 – 55.
4. Гурьянов В.А., Петухова Л. Л., Приходько В. С., Матвеев А. В. и др. Оценка перспектив никеленосности юго-восточного обрамления Сибирской платформы/ Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Четвёртая Всеросс. научн. конф.: сб. докл. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН. Т. 1, С. 48 – 51.
5. Роганов Г.В., Кременецкая Н.А., Яковлева Е.А. Карта полезных ископаемых и минерагенического районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих к ним участков дна Охотского и Японского морей масштаба 1: 1000 000 с пояснительной запиской. Редактор Г. В. Роганов. Хабаровск: ФГУП «Дальгеофизика», 2008. 88 с.

ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ НА ОСТРОВАХ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВА АСКОЛЬД)

З.П. Дорохина, zoya_78d@mail.ru

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Цель исследования: проанализировать особенности природопользования острова Аскольд в историко-географическом аспекте и выявить степень антропогенных преобразований для определения статуса территории. Задачи исследования включали: 1) выделить этапы в освоении острова со времени существования государства Бохай до настоящего периода; 2) представить научно-географические исследования, которые проводились на острове; 3) провести картографо-статистический анализ структуры землепользования; 4) выявить основной вектор развития в природопользовании острова. Применяемые методы: картографический, исторический, статистический, полевых исследований и наблюдений, дистанционное зондирование.

Остров Аскольд расположен в восточной части залива Петра Великого, в 50 км к юго-востоку от Владивостока. Административно остров относится к ЗАТО Фокино. Отделен от материка и от соседнего острова Путятина одноименным проливом. Площадь острова - 1460 га (длина - 5,8 км, ширина - 4,3 км).

Остров Аскольд горист, имеет три вершины более трехсот метров высотой (максимум 358 м). Берега острова возвышенные, обрывистые. В геологическом отношении остров представляет собой выдвинутый тектоническими движениями вверх блок земной коры, сложенный осадочными, метаморфическими и магматическими породами разного возраста и состава [1]. Климат острова муссонный, с характерной сменой летних южных морских ветров холодными зимними, дующими с материка. За год выпадает 600-700 мм осадков, значительная часть которых приходится на летние месяцы. Средняя температура января $-12,0^{\circ}\text{C}$, августа $+20,5^{\circ}\text{C}$. На острове два крупных ручья и несколько менее крупных водотоков. Почвенный покров представлен преимущественно бурыми лесными мало- и среднemosными почвами.

Большую часть острова покрывают широколиственные леса с преобладанием дуба монгольского (*Quercus mongolica*), березы даурской (*Betula dahurica*), липы амурской (*Tilia amurensis*). Встречаются участки леса с участием диморфанта (*Kalopanax septemlobus*), граба сердцелистного (*Carpinus cordata*), мелкоплодника ольхолистного (*Micromeles alnifolia*). Кустарниковый ярус сильно пострадал от выпаса оленей. Чаше встречается рододендрон мелколистный (*Rhododendron parvifolium*). Лесные массивы, особенно в прибрежной части острова, расчленены значительными по площади лугами, образованные различными видами полыней (*Artemisia*), вейником (*Calamagrostis*), тимьяном (*Thymus*) и другими травами [3]. На острове Аскольд представлено множество видов птиц и насекомых. Из млекопитающих на острове обитают пятнистые олени, несколько видов мышей.

Картографо-статистическими исследованиями установлено, что значительную часть острова занимают широколиственные леса, на которые приходится 1024,3 га (70% от площади острова). Луговая растительность занимает территорию в 292,6 га (20%). На скальные комплексы с разреженной древесной и травянистой растительностью приходится 126,5 га (8,7%). Каменистые пляжи, протянувшиеся узкой полосой в северо-западной части острова и в бухте Наездник, занимают 16,6 га (1,0%). Очень незначительную площадь 4 га (0,3%) занимают различные строения, в т. ч. разрушенные.

В природопользовании острова Аскольд можно выделить основные этапы.

Первый этап - до прихода на остров русских в середине XIX, когда китайцы производили добычу золота и морской капусты. Каких-либо более подробных сведений об этом периоде сохранилось. Прибрежные материковые территории, вследствие сурового климата и нехватки мест, пригодных для земледелия, были всегда малонаселены. Однако золото

добывалось еще в период существования государства Бохай (VIII-X вв.) [1]. О хищнической добыче манзами драгоценного металла пишет в своей статье М.И. Янковский [6]. Китайцы называли этот остров «Лефу», что в переводе означает «Добычливый».

В 1859 г. остров исследовали и описали моряки клипера «Стрелок», давшие ему имя «Маячный». Проводившая в 1862-1863 гг. более подробное гидрографическое описание залива экспедиция подполковника В.М. Бабкина, посчитав, что название острова «Маячный» может ввести мореплавателей в заблуждение, дала ему название по проливу - Аскольд. С 1860 г., согласно Айгунскому договору и Пекинскому трактату, остров перешел под юрисдикцию России, хотя столкновения с китайцами из-за золота продолжались на Аскольде еще несколько лет («манзовая война»). С этого времени начинается *второй этап* в истории острова – этап освоения и заселения остров русскими.

Первые задокументированные сведения о добыче золота на острове Аскольд относятся к 1867 г. В 1874-1899 гг. разрабатывались золотоносные россыпи в русле ручья Основательный. В 1876 г. золотопромышленником Кустером был основан приисковый поселок. С 1898 по 1920 гг. на острове производилась добыча золота из кварцевых жил Аскольдовского рудника, организованная купцом А.К. Вальдом. Разработки были сосредоточены на крутом западном склоне от приустьевой части ручья Основательный, где была вскрыта тектоническая зона порядка 200 м с развитой сетью тонких золотосодержащих кварцевых жил [1].

Первая общегеографическая характеристика острова была дана М.И. Янковским, который в 1874-1879 гг. работал здесь в качестве управляющего государственными золотыми приисками [6]. М.И. Янковский собрал на Аскольде небольшой гербарий, который отправил в Санкт-Петербург К.И. Максимовичу и использованный впоследствии В.Л. Комаровым при написании известного труда «Флора Маньчжурии» (1901-1907). Новый управляющий занимался также разведением пятнистых оленей на Аскольде. Долгое время этот олений питомник был единственным в мире.

М.И. Янковский при характеристике растительного покрова острова отмечал преобладание густых лесов, в которых можно найти все виды лиственных деревьев и кустарников, характерных для флоры Южно-Уссурийского края. Однако уже на его глазах растительность Аскольда испытывала антропогенное воздействие, связанное с разведкой и добычей золота, а также разведением оленей. Позднее В.К. Арсеньев писал: «Выбирая только кормовые травы, олени тем самым способствовали распространению по острову растений, негодных для корма» [3, с. 124].

В начале 90-х годов XIX в. на острове побывал и активно поработал войсковой лесничий Южно-Уссурийского края, коллектор растений и животных Н.А. Пальчевский. В начале XX в. сбором гербария здесь занимались А.А. Шошин и К.В. Торопов. В 1914 г. остров посетила экспедиция А.И. Черского. Флористические сборы данных исследователей также попали в Санкт-Петербург и использовались В.Л. Комаровым при написании книги «Растения Южно-Уссурийского края» (1923) [3].

В 1892 г. командование крепости Владивосток решило создать на острове постоянный наблюдательный пост, связав его со штабом телеграфной линией. Но главной задачей, которую поставил штаб крепости - наблюдение за попытками японцев поставить перед проливом Босфор Восточный минные заграждения. Для защиты острова от высадки десанта было сооружено несколько дотов.

С 1881 г. в южной части острова на мысе Елагина начал функционировать маяк, который в 1917 г. был перестроен и сохранился до настоящего времени в полуразрушенном состоянии. В середине 1930-х гг. на крыше находящегося поблизости здания технической службы установили башню нового маяка.

Известный геолог Э.Э. Анерт, побывавший на острове в 1916 г., указывал на уникальные особенности золотоносности острова. Ученый отмечал, что на пляж бухты Наездник периодически волнами с морского дна выбрасывается кварцевая галька с видимыми включениями золота. Сведения Э.Э. Анерта нашли свое подтверждение в конце 1970-х – начале 1980-х гг. в ходе проведения геологопоисковых работ Тихоокеанской геологоразведочной

экспедицией. Исследователями были найдены кварцевые гальки с включением золотинок. На дне в бухте Наездник при бурении была обнаружена россыпь золота. Однако запасы оказались малы и экономически нерентабельны для последующей добычи [2].

В 1920 г. профессор П.П. Гудков провел основательные геологические исследования на острове: описал и систематизировал золоторудные кварцевые жилы, осуществил выборочное опробование вмещающих пород и подсчитал возможные запасы золота по жилам, составил геологическую карту острова. По заданию Русско-Азиатского банка горный инженер П.И. Полевой в 1921 г. произвел анализ состояния сырьевой базы Аскольдовского рудника, запасы которого, по его мнению, составляли 3340 кг.

В 1927 г. начата проходка штольни «Союззолото», где в период с 1933 по 1937 г. велась наиболее масштабная добыча. Всего же на острове с 1875 по 1937 гг. было добыто 1848 кг золота, в том числе из россыпей – 323 кг, кварцевых жил – 1525 кг [1].

С 1938 г. остров был передан Министерству обороны и закрыт для проведения каких-либо гражданских работ и научных исследований. *Третий этап* в природопользовании острова – в качестве стратегического объекта. Здесь располагалась 26-я артиллерийская батарея, проводились военные учения, осуществлялась охрана водно-воздушного пространства. А также велось строительство казематов, убежищ, дотов. На острове до сих пор сохранились многие объекты, орудия и спецтехника военных лет.

На короткий период с 1959-1960 гг. на острове Аскольд были разрешены исследовательские работы с целью изучения геологического строения и оценки золотоносности. В это время здесь работала Аскольдовская геологическая партия Приморского геологического управления, которой была составлена геологическая карта острова в масштабе 1:25000. При составлении Государственной геологической карты масштаба 1:1000000 (2011 г.) акватории Японского моря в пределах экономической зоны Российской Федерации было уточнено геологическое строение острова Аскольд в соответствии с современной стратиграфической схемой Приморского края [1].

В 1975 г. на северо-восточном побережье острова в устье ключа Сухой Лог выявлена прибрежно-морская россыпь золота с запасом 156 кг. В 1977 г. и позднее в 1984 г. отряд Геолого-съёмочной экспедиции Приморского геологического управления выполнил технико-экономическую оценку Аскольдовского золоторудного месторождения, сделав вывод о рентабельности добычи. Кроме того, в 1989-1990 гг. артелью «Океан» была проведена ревизия отвалов старых штолен, запасы которых составляют 260 кг благородного металла [1].

С 1968 г. сюда открыли доступ сотрудникам ДВНЦ АН СССР и для ботанических изысканий. В это время здесь побывала группа сотрудников Тихоокеанского института биоорганической химии ДВНЦ АН СССР (Н.С. Павлова, В.И. Баранова, Д.Д. Басаргина, Е.Н. Здоровьева), занимавшаяся изучением флоры сосудистых растений. В 1981 г. изучением водно-болотной растительности в северной части острова занимались сотрудники Тихоокеанского института географии ДВНЦ АН СССР – Б.И. Семкин, Л.М. Борзова, Т.В. Клычкова. В 1995 г. геоботанические исследования проводились под эгидой Института биологии моря ДВО РАН, в которой приняли участие ученые В.А. Недолужко, Н.С. Павлова, В.И. Баранов, А.П. Добрынин, К.В. Горобец. Исследователями представлен список из 480 видов растений, встречающихся на острове [3].

Упомянутая ранее береговая батарея действовала вплоть до начала 1990-х. В этот же период начался *четвертый этап* в естественной истории Аскольда, когда военные покинули остров. В последующие 20 лет никаких существенных изменений в природопользовании этой территории не происходило. В 2007 г. остров Аскольд был передан в аренду на 49 лет фирме «Аграрный комплекс».

Ю. А. Наумов [2], анализируя остров Аскольд в качестве объекта экологического туризма, предлагает акцентировать внимание на следующем: 1) в историческом плане на остроусюжетном характере его хозяйственного освоения; 2) в геологическом плане на уникальном, крайне редко встречающемся характере золотоносности и зрелищно представленной каменной летописи древних эпох; 3) в географическом плане на

высокоэффективном оздоравливающем воздействии морской акватории (талассотерапии). Считаем, что не следует упускать из виду имеющиеся на острове военные объекты, которых хоть и немного, но они могут быть интересны туристам. В особенности подземные ходы, расположенные под береговой батареей.

Острова залива Петра Великого, в том числе и остров Аскольд, рассматриваются некоторыми исследователями, как база для создания заповедной территории: природного парка [3], природного морского парка [4], национального приморского парка, в котором особо внимание необходимо уделить восстановлению тиса остроконого (Taxus cuspidata) и сосны густоцветковой (Pinus densiflora) [5].

Таким образом, в природопользовании острова Аскольд можно выделить основные этапы. 1. До прихода русских на остров, когда китайцы производили добычу золота и морской капусты. 2. С появлением русских в 1860-е гг. началось освоение острова. В этот период продолжилась добыча золота, были построены приисковый поселок, метеостанция, маяк, военные сооружения, создан питомник пятнистых оленей. 3) С конца 1930-х гг. остров относился к территории Минобороны, являлся стратегическим объектом и был закрыт для посещений. На острове велось строительство военных сооружений, проводились боевые учения, осуществлялась охрана водного и воздушного пространств. 4) С начала 1990-х гг. - современный этап. В настоящее время доступ на остров Аскольд условно открыт.

Остров Аскольд – уникальный природный и исторический объект в акватории Японского моря, который интересен с научно-исторической точки зрения и как объект для туризма. Однако остров нуждается в определении дальнейшего направления его землепользования и статуса.

Литература

1. Леликов Е.П. Остров Аскольд: геологическое строение и золотоносность // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2013. № 6 (172). С. 198-204.
2. Наумов Ю.А. Малые острова как объект экологического туризма (на примере острова Аскольд залива Петра Великого Японского моря) // Успехи современного естествознания. 2015. № 1-8. С. 1300-1302.
3. Недолужко В.А., Павлова Н.С., Баранов В.И., Роднова Т.В., Добрынин А.П. Сосудистые растения острова Аскольд (Японское море, залив Петра Великого) // Тр. Бот. Садов ДВО РАН. 1999. Т. 1. С. 122–135.
4. Преловский А.П., Ащепков А.Т., Жирмунский А.В., Короткий А.М. Концепция природного морского парка в заливе Петра Великого // Вестник ДВО РАН. 1995. Вып. 1. С. 80-87.
5. Урусов В.М., Варченко Л.И. Микрозаповеданье в структуре национальных парков // Туризм в современном мире: направления и тенденции развития. - Хабаровск, 2013. - С. 240-244.
6. Янковский М.И. Остров Аскольд // Известия Восточно-Сибирского Отдела Императорского русского географического общества. 1881. Т. XII. С. 82-87.

СХОДСТВО ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВОСТОЧНОСИБИРСКОЙ И ФРАНКЛИНСКОЙ ЭПГ-Cu-Ni МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Е.В. Кислов¹, evg-kislov@yandex.ru, А.А. Арискин^{2, 3}, Р.Е. Эрнст^{4, 5},
Дж.Х. Бедар⁶, А.В. Малышев¹

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

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

⁴Carleton University, Ottawa, Canada

⁵Томский государственный университет, г. Томск

⁶Geological Survey of Canada, Québec, Canada

ЭПГ-Cu-Ni Восточно-Сибирская металлогеническая провинция (ВСМП) включает ряд докембрийских крупных расслоенных интрузивов и ультрамафит-мафитовых тел складчатого обрамления юго-восточного края Сибирского кратона [1]. Предположено, что ВСМП, совместно с региональными роями даек отнесенная к Иркутской крупной изверженной провинции (ЛР), одновременна с Франклинской ЛР северной Лаврентии возраста 725-715 млн. лет [2]. Обе ЛР предположительно связаны с распадом Родинии, возможно, что в позднем протерозое Сибирский кратон был смежен с северной Лаврентией [2].

Проведено сравнение Франклинской ЛР и Довыренского интрузивного комплекса (ДИК) в Северном Прибайкалье, который включает Йоко-Довыренский расслоенный массив (ЙДМ) и приуроченные к нему ультрамафит-мафитовые силлы.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив (Байкальское месторождение) возраста ~728 млн. лет [3] в 60 км к северу от оз. Байкал. Линзовидное тело размером 26×3,5 км субсогласно залегает в карбонатно-терригенных отложениях. Краевая зона и апофизы сложены плагиолерцолитами. Выше зоны: ультрамафитовая; ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов; троктолитов и оливиновых габбро; массивных оливиновых габбро; оливиновых габброноритов. Габбронориты секут подошву и кровлю [4].

ДИК представляет собой восточное крыло ВСМП и часть Иркутской ЛР. ДИК пространственно и хронологически связан с Инятук-Сыннырскими вулканитами: высоко-Ti базальтами и низко-Ti базальтами до базальтовых андезитов. Последние по геохимическим и изотопным данным схожи с ДИК, что позволяет предполагать генетическую связь низко-Ti вулканитов с интрузивными породами. Сыннырско-Довыренская позднепротерозойская вулcano-плутоническая ассоциация, включающая ДИК и низко-Ti вулканиты, сформирована на заключительных этапах докембрийской геологической эволюции юго-восточного края Сибирского кратона [4, 5].

В пределах ЙДМ известны сульфидные Cu-Ni руды Байкальского месторождения и многочисленные проявления малосульфидного оруденения ЭПГ.

ЭПГ-содержащее Cu-Ni оруденение приурочено к плагиолерцолитам. Вкрапленные руды в плагиоперидотитах прослеживаются согласно простирацию до 1700 м при мощности до 80 м. Массивное оруденение - жилообразные тела внутри ареалов сульфидной вкрапленности. Pd резко преобладает (до 1,50 г/т) над Pt (до 0,27 г/т). Максимальные содержания ЭПГ и Au (до 0,66 г/т) установлены в жильных рудах. В последних обнаружены сперрилит, геверсит, садбериит, мертиит I, налдретит, электрум, в маухерите отмечено 0,08-0,19 мас. % Pd [6]. Прогнозные ресурсы: Ni – 147 тыс. т, Cu – 51,01 тыс. т, Co – 9,47 тыс. т.

Горизонт малосульфидного оруденения ЭПГ приурочен к шширо-, жилообразным телам такситовых лейкогаббро, анортозитов, габбро-пегматитов на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и оливингаббровой зон. Тела при мощности до 1 м протягиваются согласно расслоенности до 10-20 м, образуя прерывистый горизонт. Концентрации Pt до 4,1, Pd 7,8 г/т,

Cu 0,71, Ni 0,43, S 1,60%. Pt чаще преобладает над Pd с отношением Pt/Pd до 2,93. Au распределено крайне неоднородно с содержанием до 3,34 г/т. Обнаружено 16 минералов ЭПГ, 6 минералов Au и Ag, преобладают мончеит, потарит и тетраферроплатина; содержания Pd в пентландите до 360 г/т [7]. Другие проявления малосульфидного оруденения отмечаются выше и ниже по разрезу.

Франклинская LIP простирается на площади >3 млн. км² и состоит из габброидных силлов Коронэйшен, базальтов и силлов Минто Инлиер, вулканитов горы Харпер в северной Канаде и соответствующих комплексов в северо-западной Гренландии. Наиболее заметный радиальный рой долеритовых даек Франклин сходится к северному краю Лаврентии (север острова Банкс), отмечая вероятный центр мантийного плюма и потенциальный край неопротерозойского распада [8]. Франклинская LIP считается перспективной на ЭПГ-Cu-Ni минерализацию, особенно силлы Минто Инлиер на острове Виктория и силлы Коронэйшен на южном берегу одноименного залива. Предположено, что до или во время внедрения силлы Минто Инлиер ассимилировали коровый материал и, что еще более важно, коровые сульфиды, что показывает изотопный состав S и отношения S/Se. Также о перспективности свидетельствует обеднение Ni, Cu и ЭПГ верхних силлов Минто Инлиер и обогащение ЭПГ контактовых скарнов вокруг некоторых силлов [9].

Сходство мафического магматизма и металлогенического потенциала этих провинций позволяют предполагать для них одинаковые или очень сходные мантийные источники. Чтобы проверить эту гипотезу, мы сравнили геохимические данные по базальтам, диабазам и закалочным породам интрузивов, включая как микроэлементы, так и ЭПГ. Эти данные доступны в публикациях, нескольких диссертациях и личных базах данных авторов (например, [5, 8]).

Геохимия микроэлементов. Концентрации РЗЭ в базальтах, диабазам и закаленных породах Франклинской LIP в сравнении с такими же данными ДИК, нормализованные по мантии, нанесены на диаграммы (рис. 1). Обнаруживается значительное сходство составов от Eu до Lu, но породы ДИК показывают явное обогащение легкими РЗЭ от Sm к La. Это коррелирует с повышенными содержаниями Rb, Ba и Pb, а также с более глубоким минимумом Nb-Ta.

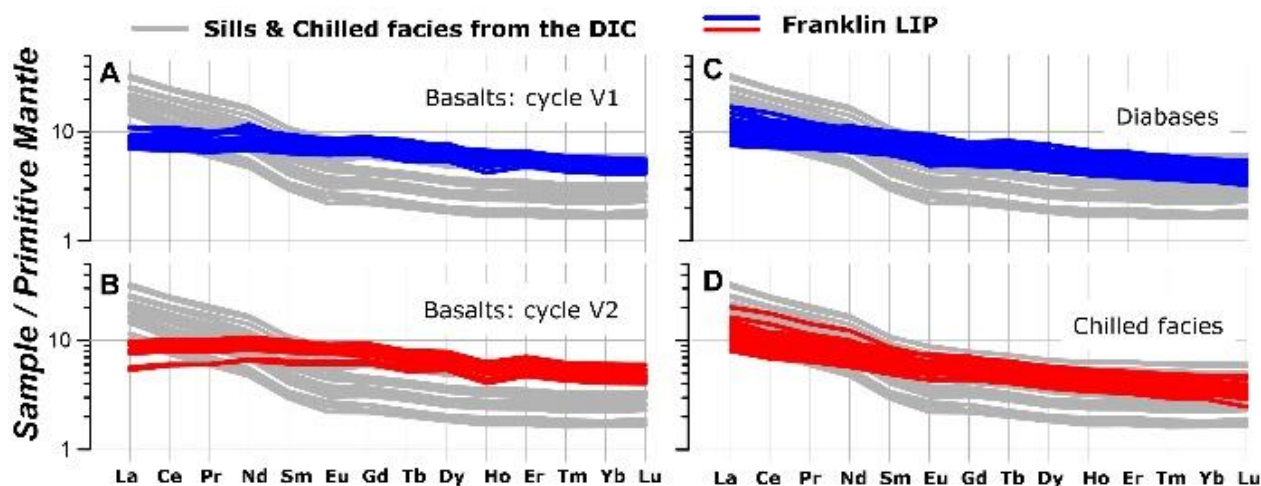


Рис. 1. Нормализованные на мантию диаграммы представительных составов базальтов (А, В), диабазов (С) и закаленных пород (D) Франклинской LIP в сравнении с данными силлов ДИК и ЙДМ.

Геохимия ЭПГ. Составы мафитовых пород Франклинской LIP, нормализованные на мантию, демонстрируют диапазоны от 0.01 до 40 и показывают монотонное увеличение от Ig до Pt и Pd (рис. 2). Содержания в базальтах согласовываются со спектром, типичным для дифференцированных магм ДИК, который зарегистрирован в «насыщенных S закалках» краевых частей ЙДМ. Наоборот, только у немногих образцов диабазов Франклинской LIP содержания подобны примитивным магмам ЙДМ (рис. 2).

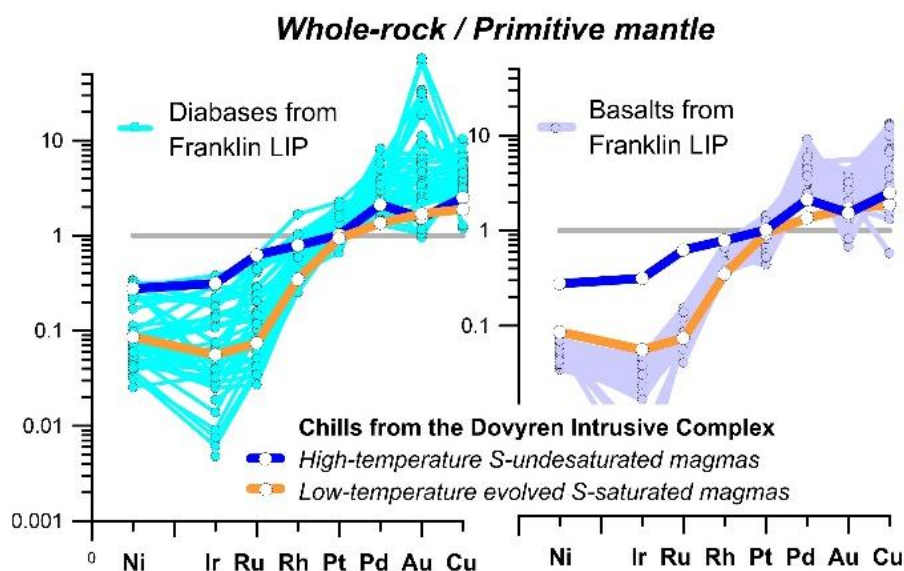


Рис. 2. Валовые нормализованные на мантию составы диабазов и базальтов Франклинской LIP в сравнении с данными закалочных фаций ДИК.

Обсуждение. Диапазон концентраций несовместимых элементов и ЭПГ, нормализованных на мантию, образцов Франклинской LIP в целом сходны с данными по закалочным фациям ДИК. Это свидетельствует в пользу общего мантийного источника ВСМП и Франклинской LIP. Сходство заключается также в ассимиляции вмещающего известняка, импульсах магмы с кристаллами в гетерогенную камеру, низком исходном содержании S.

Основные отличия - то, что поздняя Сыннырская свита низко-Ti магм, завершающая ДИК, по-видимому, не имеет аналога на острове Виктория. Чрезвычайно низкий ε_{Nd} (-11.5 ÷ -15.5) и высокое отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (~0.7095-0.7135) довыренско-сыннырских магм [4, 5], также не имеют аналога на острове Виктория.

Но другие интрузивы южной окраины Сибирской платформы (особенно в Иркутской области) демонстрируют ε_{Nd} , очень близкий к этому показателю базальтов острова Виктория. Заметное обогащение ДИК легкими РЗЭ, Rb, Ba, Pb вместе с аномальными изотопными составами Rb и Nd, предполагают более сложную историю контаминации предполагаемого мантийного источника.

Две магматические провинции одновременны, но латеральные изменения состава исходной мантии, очевидно, играют доминирующую роль в определении составов исходных расплавов. Сходство с Восточно-Сибирской провинцией поддерживает перспективность Франклинской провинции на магматическую сульфидную минерализацию.

Работа поддержана грантом Российского Научного Фонда № 16-17-10129.

Литература

1. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С. и др. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. - 2013. Т. 54, № 11. - С. 1689-1704.
2. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U. et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. - 2016. - V. 9. - P. 464-469.
3. Аriskин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. - 2013. - № 11. - С. 955-972.
4. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. - Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. - 264 с.
5. Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G. et al. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // Lithos. - 2018. - V. 302. - P. 242-262.
6. Рудашевский Н.С., Крецер Ю.Л., Орсов Д.А., Кислов Е.В. Палладиево-платиновая минерализация в жильных Cu-Ni рудах Йоко-Довыренского расслоенного массива // Доклады АН. - 2003. - Т. 391, № 4. - С. 519-522.

7. Орсоев Д.А., Рудашевский Н.С., Крецер Ю.Л., Конников Э.Г. Благороднометалльная минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве (Северное Прибайкалье) // Доклады АН. - 2003. - Т. 390, № 2. - С. 233-237.
8. Bédard J.H., Hayes B., Hryciuk M. et al. Geochemical database of Franklin sills, Natkusiak Basalts and Shaler Supergroup rocks, Victoria Island, Northwest Territories, and correlatives from Nunavut and the mainland. Geological Survey of Canada Open file 8009, 2016. 11 p. doi:10.4095/297842.
9. Jowitt S.M., Ernst R.E. Geochemical assessment of the metallogenic potential of Proterozoic LIPs of Canada // Lithos. 2013. V. 174. P. 291-307.

УДК 553.078(571.62)

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ

В.Г. Крюков, kryukov-vg@mail.ru

Институт горного дела Дальневосточного отделения РАН

Хабаровский край характеризуется разнообразием полезных ископаемых. Установлено 118 видов минерального сырья, в том числе разведано 34 вида и вовлекается в эксплуатацию 24 вида, причем часть из них периодически. В течение последнего 10-летия в крае определились наиболее выгодные в экономическом отношении и территориально доступные полезные ископаемые. К их числу относятся: уголь, золото, платина, олово, медь, строительные материалы, подземные воды. В основном по этим видам полезных ископаемых проводятся геологоразведочные и региональные геологические исследования. В их осуществлении принимают участие горнодобывающие предприятия, специализированные геологические организации, а также ряд научно-исследовательских институтов. Проблемными остаются вопросы наращивания сырьевой базы ликвидных и стратегических металлов, формирования инфраструктуры, комплексности использования минерального сырья, рационального недропользования.

Целью настоящего исследования является анализ пространственного размещения рудных месторождений Хабаровского края и возможности на этой основе прогноза ресурсов и обеспечения минеральным сырьём предприятий.

К особенностям пространственного положения месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации магматогенно-метасоматического и гидротермального генезиса относится дискретность их распределения, что позволяет оконтуривать ареалы по сгущениям объектов. В пределах Хабаровского края, на территории площадью около 787 тыс. кв. км, выделяются 11 ареалов (рис). В северной части это Юдомо-Майский, Охотский, Ульинский, Учуро-Майский и Джугджурский ареалы. Центральная часть представлена Удско-Торомским, Буреинско-Кербинским, Нижнеамурским, Мельгинским и Баджальско-Комсомольским ареалами. В южной части края устанавливается Хорско-Ануйский ареал. Они отличаются друг от друга металлогенической специализацией, различной освоенностью, потенциалом основного металла и сопутствующих полезных ископаемых. Конфигурация ареалов в определенной степени обуславливается изометричными сводово-блоковыми, а также линейными структурами, контролирующими магматизм и рудно-метасоматические процессы. На долю ареалов приходится около 80% площади Хабаровского края.

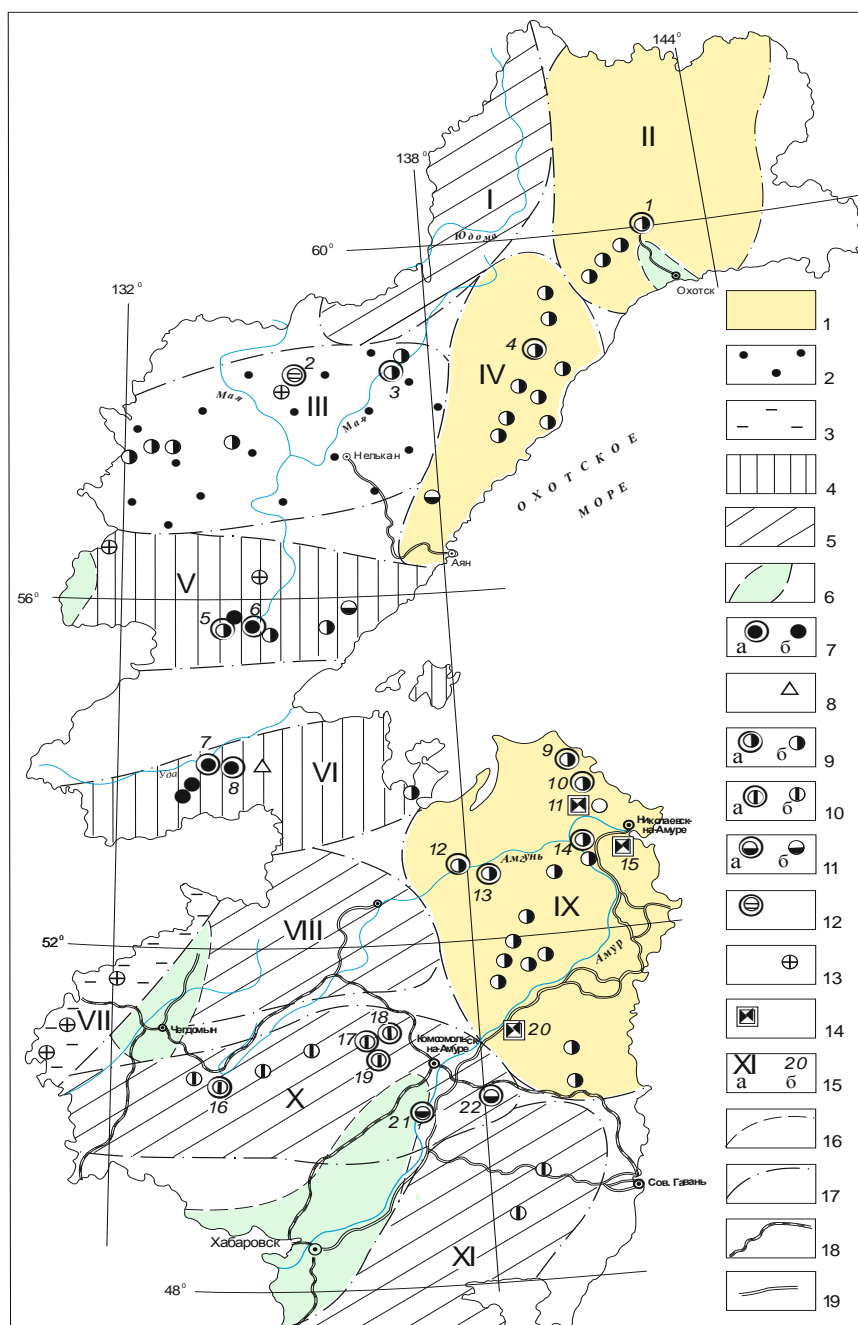


Рис. Пространственные группировки рудных месторождений Хабаровского края.

1-6. Ареалы: 1. Золотоносные. 2. Золото-редкометалльно-редкоземельные. 3. Редкоземельные. 4. Титан-редкометалльно-редкоземельные и титан-железо-марганцевые. 5. Золото-оловянные. 6. угольных и угленосных образований. 7. Месторождения железа, титана: а) крупные и средние б) мелкие. 8. Марганцевые месторождения. 9. Месторождения золота: а) крупные и средние; б) мелкие. 10. Месторождения олова: а) крупные и средние; б) мелкие. 11. Порфировые месторождения: а) крупные и средние; б) мелкие. 12. Месторождение циркония. 13. Мелкие редкометалльно-редкоземельные месторождения. 14. Месторождения алунитовых вторичных кварцитов. 15. Номера: а) ареалов; б) крупных и средних по запасам месторождений. 16. Границы ареалов. 17. Границы угленосных площадей. 18. Железные дороги. 19. Автомобильные дороги. Месторождения: 1 – Хаканджинское; 2 – Алгаминоское; 3 – Малютка; 4 – Светлое; 5 – Перевальное золоторудное; 6 – Маймаканское; 7 – Давакитское железо-фосфор-титановое; 8 – Мильканское железорудное; 9 – Многовершинное; 10 – Белая Гора; 11 – Искинское; 12. – Албазиноское; 13 – Чульбатканское; 14 – Полянка; 15 – Гряда Каменистая; 16 – Правоурмийское; 17 – Перевальное оловорудное; 18 – Соболиное; 19 – Фестивальное; 20 – Шелеховское; 21 – Малмыжское; 22 – Понийское.

Выделенные территории в зависимости от минерагенического профиля подразделяются на три группы: 1) золотоносные (3 ареала); 2) редкометалльно-редкоземельные (1 ареал); 3) комплексные (7 ареалов). При этом следует подчеркнуть широкую распространенность золота,

как в площадном отношении, так и наличие собственных месторождений и его присутствие практически во всех типах рудных объектов [1-5]. По распространенности ему значительно уступает олово, тоже считающееся профильным элементом. Эти металлы предопределяют комплексность практически всех рудных объектов. Тем не менее, при вычленении ареалов специализация учитывается по высоколиквидному металлу, либо – по ассоциации металлов.

В группу золотоносных территорий входят Охотский, Ульинский, Нижнеамурский ареалы. При различии состава, структур и других особенностей месторождений следует подчеркнуть их общие черты. Объекты преимущественно приурочиваются к интрузивно-купольным структурам. Оруденение контролируется кольцевыми и линейными нарушениями. Рудная минерализация существенно оторвана во времени от «родственных» интрузивных образований. В составе окolorудных метасоматитов преимущественная роль принадлежит березитам и актинолититам. В рудных районах четко проявлена зональность (от центра к периферии): грейзены, скарны и скарноиды с золотом, вольфрамом, сурьмой, ртутью – золото-актинолититовые образования – золото-порфировый тип – золото-березитовая ассоциация – золото-кварц-адуляровые гидротермалиты. Месторождениям свойствен значительный размах рудной минерализации по вертикали до 450-750 м, а также жильный и штокерковый характер оруденения. Наиболее изученным из золотоносных территорий являются Нижнеамурский ареал. В его пределах отношение крупных объектов к средним и мелким составляет 1:4:42. Эксплуатируются три месторождения, в последние годы оценены 5 месторождений и ещё около 10 объектов представляются перспективными.

Редкометалльно-редкоземельная минерализация фиксируется в западных районах Хабаровского края – это ареалы Учуро-Майский, Джугджурский, Мельгинский. Редкие металлы устанавливаются также в форме примесей в рудах олово- и золото-сульфидных, а также порфировых месторождений. Практически все месторождения и рудопроявления редких и редкоземельных элементов характеризуются слабой изученностью. Общие свойства площадей с редкометалльно-редкоземельными элементами заключаются в следующем: приуроченность к сводово-глыбовым и троговым структурам; пространственная и генетическая связь с щелочно-ультраосновными интрузивными комплексами; специфика рудовмещающих метасоматитов – альбититы, щелочные амфиболовые или амфибол-пироксеновые метасоматиты; концентрически-зональное строение интрузивных массивов и метасоматических тел; сложный состав руд – минералы редких и редкоземельных элементов (преобладают фосфаты), железо- и урановорудная минерализация, флюорит; преимущественная роль легких редкоземельных элементов (цериевая группа). Значительная часть объектов с редкометалльно-редкоземельным оруденением локализуется в комплексных ареалах. Исключением является Мельгинский ареал, в пределах которого редкоземельные рудопроявления исследованы на поисковой стадии в связи с урановой минерализацией. В настоящее время на этой площади эпизодически проводится геологическое изучение рудоносности.

В ареалах с комплексным оруденением выделяются три подгруппы: 1) Учуро-Майский золото-редкометалльно-редкоземельный; 2) Джугджурский и Удско-Торомский титаново-редкометалльно-редкоземельные, либо титановые с железом и марганцем; 3) Буреинско-Кербинский, Баджальско-Комсомольский и Хорско-Ануйский золото-оловянной специализации. Общими особенностями ареалов является приуроченность к сводово-блоковым, троговым структурам и тектонически ослабленным зонам, гранитоидный магматизм, а также сочетание основного-ультраосновного (центральные части территорий) и щелочно-основного магматизма (периферия ареалов); магматогенно-метасоматический и гидротермальный генезис рудной минерализации; высокая комплексность руд. На многих месторождениях устанавливается пространственная совмещенность продуктов различных рудно-магматических процессов: магматогенного с железо-фосфор-титановыми рудами, магматогенно-метасоматического с медно-никелевым оруденением и гидротермального золоторудного. Характерна связь золотого оруденения с черносланцевыми комплексами.

Ареалы с комплексным оруденением имеют, как правило, сложную рудно-метасоматическую зональность. Необходимо подчеркнуть повторяемость зонального рисунка

практически во всех иерархических таксонах. Так, например, в Комсомольском рудном районе установлена следующая последовательность зон. В центре грейзеновая с редкометалльной минерализацией в восточной части Чалбинского гранитного массива. Она сменяется турмалинитовой с оловянным оруденением в пределах Силинского массива гранитоидов с вмещающими осадочными комплексами. Затем следует зона турмалинит-хлоритит-березитовая с олово-медными с золотом порфировыми рудами и по периферии – аргиллизитовые образования с сурьмяной минерализацией. Близкое по набору зон строение Баджальско-Комсомольского ареала характеризуется сменой грейзенов хлорититами и по обрамлению березитами (кварц-серицитовыми метасоматитами) и аргиллизитами с порфировым оруденением. В числе порфировых объектов отмечаются уникальное по запасам Малмыжское и крупное Понийское месторождения.

Нижеамурский и Баджальско-Комсомольский ареалы характеризуются наиболее значимыми запасами высоколиквидного золота, а также меди, олова и редких металлов. Этим территориям свойственно наличие не только хорошей минерально-сырьевой базы, но и ряд особенностей, отличающих их от других ресурсонаполненных площадей. Прежде всего, отмечается активное освоение месторождений крупными компаниями (группами компаний), такими как АО «Полиметалл», ПАО «Русское олово» и др. Кроме того, эти территории имеют довольно развитую инфраструктуру и базовые поселения, представленные городами Комсомольском-на-Амуре и Николаевском-на Амуре. Месторождения этих территорий характеризуются более высокой степенью научного исследования состава и технологических особенностей руд. В остальных менее доступных ареалах осваиваются в основном месторождения золота.

Таким образом, следует подчеркнуть специализацию края на золото, олово, медь и редкоземельные элементы. Дискретность в размещении рудных объектов позволила определить основные минерагенические таксоны – ареалы. В зависимости от набора профилирующих рудных элементов отмечаются 3 золотоносных 1 редкометалльно-редкоземельный и 7 комплексных группировок. Основой выделения ареалов являются сводово-блоковые и линейные геологические структуры, насыщенность площадей месторождениями, рудопрооявлениями и пунктами минерализации, состав магматических и рудных ассоциаций, рудно-метасоматическая зональность.

Форма, размеры и ориентировка ареалов обуславливаются геологическими структурами. В зависимости от размеров они включают металлогенические области и металлогенические зоны в сочетании с отдельными рудными районами и рудными зонами. В генетическом отношении устанавливаются как однородные ареалы, в которых магматиты, метасоматиты и руды образуют единые генетические ряды, так и разнородные с полихронными и полиминеральными сообществами.

В результате минерагенического районирования и систематизации материалов обоснован высокий ресурсный потенциал золота, олова и меди как в пределах отдельных ареалов (Нижеамурский, Баджальско-Комсомольский и Ульинский), так и в пределах отдельных рудных районов (Джугджурский, Верхнебуреинский и др.). Перспективы выявления крупных и средних по запасам месторождений золота, а также редкоземельного сырья велики; для этого необходимы финансовые вложения в научное обоснование прогнозов и последующие геологоразведочные работы.

Литература

1. Бакулин Ю.И. Систематизация оловоносных и золотоносных систем для целей прогнозирования. М.: Недра 1991. 192 с.
2. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука. 1998. 402 с.
3. Жирнов А.М. Металлогения золота Дальнего Востока на линеаментно-плюмовой основе. Владивосток: Дальнаука. 2012. 248 с.
4. Сорокин А.П., Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. – Владивосток: Дальнаука. 1997. 300 с.
5. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток. Дальнаука. 2002. 194 с.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОГРЕБЕННЫХ РОССЫПЕЙ В ПАЛЕОДОЛИНАХ БАССЕЙНА Р. ЗЕИИ.В. Кузнецова¹, kuzia67@mail.ru, А.И. Дементенко², anatoliye@mail.ru¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск² ФГБУ «ВИМС», Москва

Глубокозалегающие россыпи являются одним из важнейших геолого-промышленных типов разрабатываемых в настоящее время месторождений золота в Амурской области. Здесь известны, изучались и успешно разрабатывались в течение многих лет глубокозалегающие аллювиальные россыпи Нагиминская, Петровская, Яснополянская, Журбанская, Сергеевская (Увальная) и др., сформированные в палеодолинах водотоков системы реки Зеи бассейна р. Амур. Большинство из них приурочены к нижним, сформированным в более ранние геологические периоды и залегающим на глубине 15-20 м и более золотоносным пластам аллювия, погребенным под более молодыми, современными, зачастую также золотоносными аллювиальными, а в некоторых случаях – и вулканическими отложениями. Вопросам формирования погребенных россыпей, изучению закономерностей флювиальных россыпеобразующих процессов и истории развития русел россыпеформирующих водотоков посвящены многочисленные исследования отечественных, в том числе и амурских, исследователей [1, 2, 3, 4].

В 2013-2015 гг. по программе воспроизводства минерально-сырьевой базы страны за счет Федерального бюджета Российской Федерации были проведены поиски погребенных россыпей золота в междуречье Зеи и ее левого притока Селемджи [5]. Эта территория, известная как Зее-Селемджинский золотоносный район [6], начала систематически осваиваться золотодобывающей промышленностью с 30-х годов прошлого века.

Зее-Селемджинский золотоносный район, сформированный в восточной части Мамынского (Керулено-Аргуно-Мамынского) террейна (блока). Поиски коренного золота в пределах района до настоящего времени не выявили представляющих промышленный интерес объектов. Согласно современным представлениям золотоносность района обусловлена проявлением позднемезозойских процессов тектоногенеза и магматизма. Некоторые исследователи также считают возможным формирование золотого оруденения на более ранних этапах геологического развития Мамынского террейна: в позднем палеозое – в обстановке магматической дуги [7]. Поисковые работы были проведены в центральной части золотоносного района – в пределах Ясненского, Октябрьского, южной части Сохатинского и большей части Нижнеселемджинского золото-россыпных узлов. Продуктивные погребенные россыпи были подтверждены проведенными исследованиями в пределах Октябрьского и Ясненского узлов – в левом борту р. Деп и в нижнем течение р. Ултучи, правого притока р. Желтулак Большой: оцененные в долинах этих водотоков в соответствии с временными разведочными кондициями прогнозные ресурсы золота категорий P_1 и частично P_2 для погребенных россыпей составили около 10 т.

Центральной структурой изученной территории является сводовое поднятие докембрийского фундамента – Октябрьский выступ, обнажающийся в блоках, ограниченных разломами северо-западного простираия, погружающееся с северо-запада на юго-восток [8, 9]. Докембрийские образования в апикальной части и на крыльях свода прорваны палеозойскими (?) и мезозойскими интрузиями, внедрившимися по этим же разломам (северо-западного простираия), наиболее крупным из которых является Правоорловский гранитоидный массив. В южной части золотоносного узла преимущественно развиты блоки (домены) палеозойских метаосадочных пород, ограничиваемые разломами северо-восточного простираия, и мезозойские вулканогенно-осадочные отложения, контролируемые этими же разломами. К узлам пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простираий приурочены

меловые вулcano-тектонические структуры, наиболее значимой из которых являются Перевально-Глубокинская вулканическая впадина, выполненная меловыми псефитами. С проявлениями мезозойского магматизма пространственно ассоциируют рудопроявления, а по долинам дренирующих их водотоков сформированы россыпи золота.

Уже первые промышленные россыпи, разведанные в конце 30-х – начале 40-х годов прошлого века по ручьям Октябрьского золотоносного узла: Седуновскому, Маристому, Широкому и особенно Сеннушке и Горелому, по левому увалу р. Джелтулак-1 (Увальная россыпь) – имели геологические особенности, не свойственные типичным россыпным объектам позднечетвертичного-современного возраста [10]:

- отчетливое несовпадение в плане расположения продуктивных пластов («золотоносных струй») и современной гидросети;
- аномальная мощность вскрышных рыхлых образований (торфов), составляющая 16-24 м;
- относительно выдержанная линейная продуктивность на участках длиной 2-3 км;
- низкий выход черного шлиха по сравнению с содержанием благородного металла;
- присутствие, а на отдельных участках преобладание в массе металла мелких изометричных зерен золота возможно хомогенного происхождения.

Первооткрывателем октябрьских россыпей П.А. Сушковым эти особенности в морфологии россыпей объяснялись их приуроченностью к хорошо разработанной древней гидрографической сети, совпадающей, в целом, с современной. Было установлено, что древние долины, содержащие богатейшие россыпи металла, обычно проходят близ бортов либо по террасовалам (чаще левым) современных долин, где они погребены под более поздними рыхлыми образованиями различных генетических типов; такие россыпи были названы «россыпями подувальных врезов». Эти выводы в целом были подтверждены Ю.А. Билибиным, отмечавшим разновозрастный характер россыпей Октябрьского узла и формирование некоторых из них за счет размыва древних кор выветривания в связи с неоднократной перестройки гидросети. Ученый выделил здесь россыпи двух возрастных групп: древние «дресвянистые галечники» как верхнетретичные - нижнечетвертичные, и молодые «серые галечники» – аллювиальные отложения современных долин. Вовлекаемые в эксплуатацию древние россыпи славилась уникальными содержаниями металла (в среднем 2-7 г/м³, на отдельных участках на массу до 15-18 г/м³) и скоплениями самородков, некоторые из которых достигали 1600 г.

Древние долины, содержащие эти россыпи, практически ничем не выражены в рельефе и часто пересекают водоразделы разнонаправленных речных систем. В связи с этим при поисках россыпей золота в палеодолинах в процессе выполненных исследований проводились геофизические исследования методом ВЭЗ.

Исследования минералогического состава погребенных россыпей [5] позволили выявить некоторые закономерности, на которых ранее не акцентировалось внимание исследователей. Изучены минеральные ассоциации россыпей, форма, структура и состав самородного золота [11]. Выполнено более 1000 определений самородного золота по всем изученным россыпям методом аналитической растровой электронной микроскопии на приборах EVO 40XVP и 50XVP фирмы «Carl Zeiss» (Германия), оснащенных рентгеновскими энерго-дисперсионными спектрометрами INCA Energy фирмы «Oxford Instruments» (Англия). Исследования золота проводились (ФГБУН ИТиГ ДВО РАН) без полировки и напыления углеродом. Сравнительный анализ минералогического состава тяжелой фракции шлихов приведен в таблице 1.

Выявлены отличительные особенности золота погребных речных долин и современных. Размеры золота древних россыпей в среднем – от 70 до 600 мкм. Формы зерен – окатанные (рис. 1 а, б), часто пластинчатые (рис. 1 с, д) иногда комковатые (рис. 1 д-з). Поверхность шероховатая, с включениями алюмосиликатной золотосодержащей матрицы и минералов - оксидов железа, титана, олова и марганца (размером до 20-30 мкм). Благородный металл характеризуется неоднородным составом и бывает представлен как монозернами (рис. 1 а-г), так и сростками из нескольких зерен (рис 1 д-з). Золотоносные агрегаты различаются размером,

морфологией и составом минеральных фаз. При этом, большая часть зерен высокой пробы (до 1000 ‰).

Таблица 1 – Минералогический состав тяжелой фракции шлихов палеороссыпей

палеороссыпь	Минеральный состав тяжелой фракции
Ултучи	ильменит, циркон, касситерит, арсенопирит, эпидот, монацит, гранат, сидерит, амфибол, магнетит, хлорит
Усть-депская	амфибол, ильменит, гранат, эпидот, магнетит, циркон
Ясененская	сидерит, кальцит, пирит, арсенопирит, лейкоксен
Левобережная	сидерит, лейкоксен, циркон, апатит, арсенопирит, ильменит, магнетит, анатаз, рутил, амфибол
Гарь-Калахтинская	Ильменит, амфибол, циркон, ставролит, гранат, лейкоксен, эпидот, рутил, турмалин, андалузит, силлиманит, гематит, магнетит
Майский	Ильменит, сфен, циркон, пироксен, лейкоксен, апатит, турмалин, анатаз, рутил, магнетит

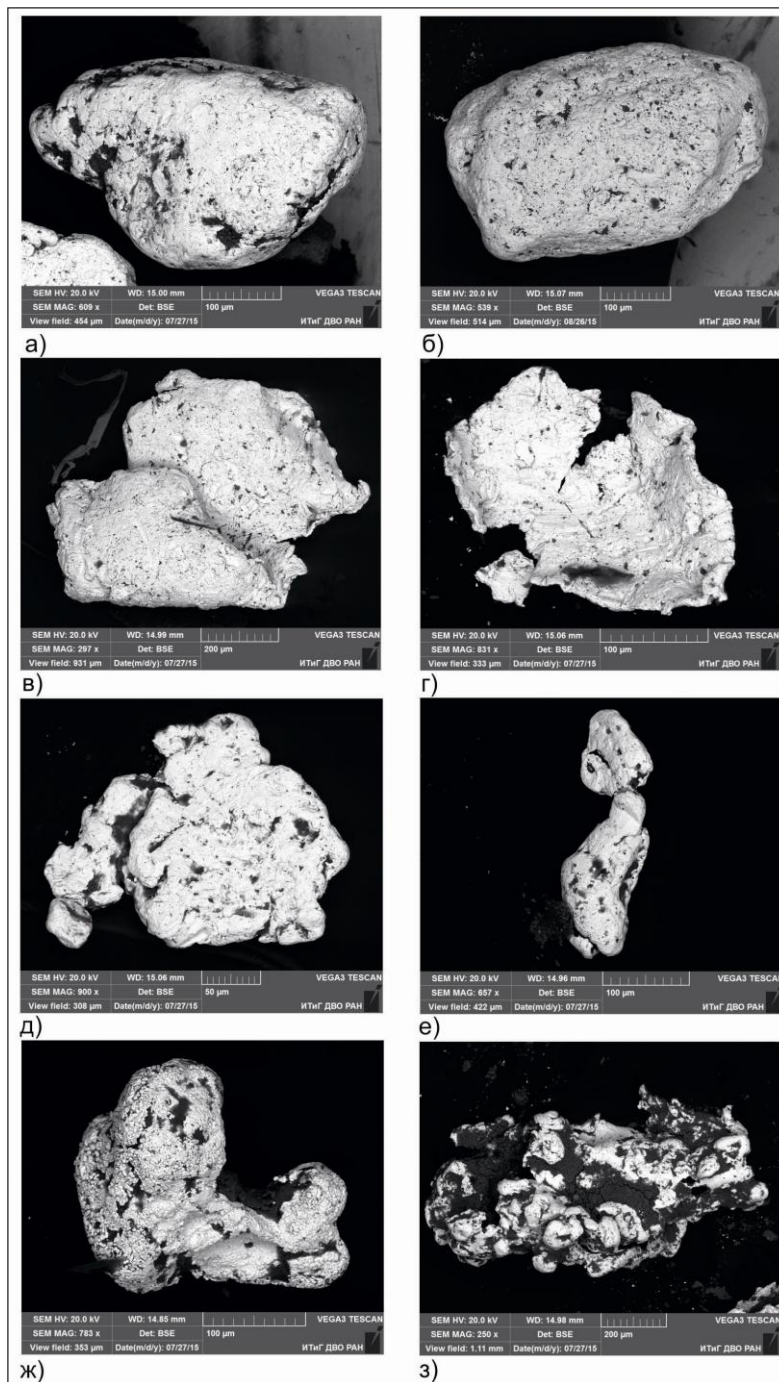


Рисунок 1. Самородное золото палеороссыпей: окатанные зерна участка Левобережный (а) Усть-Гарь (б), пластинчатые Ултучи (в), Усть-Дэп (г), и комковатые - Майск (д), Гарь-Калахта (е), и Ясененский (ж,з).

Основные золотоносные минеральные фазы относятся к следующим системам элементов: Au; Au-Ag; Au-Ag(Cu, Zn). В некоторых образцах (участок Ясненский и Майский) присутствуют амальгамы с содержанием ртути от 11 до 34 %. Судя по взаимоотношению данных ртутистых выделений золота в агрегате с породообразующими минералами, относящимися к вмещающей среде (первые и вторые находятся в тесном сростании друг с другом), эти выделения, скорее всего, являются природными амальгамами Au, которые и ранее устанавливались на месторождениях Приамурья [12], но не исключено и техногенное заражение Hg в процессе многолетней золотодобычи.

На всех объектах в агрегатах золота присутствуют, в тех или иных количествах, фазы породообразующих минералов как в виде монофракций, так и в виде тонких смесей нескольких минералов, включая углерод. Эта глинисто-углеродная масса с примесями оксидов и гидрооксидов железа и марганца, а также карбонатов кальция и магния, нередко является матрицей, которая цементирует золотины в агрегаты. По поверхности многих золотинов наблюдается развитие пленок органического (и/или неорганического) углерода. Минеральные ассоциации в базальных аллювиальных отложениях древних долин отличаются присутствием следующих минералов: пирит, арсенопирит, эпидот, лейкоксен, сидерит, апатит и пироксен – отсутствующих на сопредельных территориях в современной аллювии.

Таким образом, современные (2013-2015 гг.) исследования золотоносности погребенных россыпей междуречья Зеи и Селемджи позволили не только оценить перспективные для промышленного освоения прогнозные ресурсы, но выявить типоморфные особенности самородного золота и характерные для этих россыпей минеральные ассоциации.

Литература

1. Мельников В.Д. Аномалии золотоносности Верхнего Приамурья. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Специальность 04.00.11 – геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений; металлогения. – Благовещенск: АМУРГЕОЛКОМ, 1995.
2. Сорокин А. П., Махинов А. Н., Воронов Б. А. Эволюция бассейна Амура в мезозое-кайнозое и ее отражение в современной динамике рельефа // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. – 2010. – №3. – С. 72-80.
3. Сафронов Артеменко Т.В., Сорокин А.П. Условия формирования и эволюция бассейна Амура // География и природные ресурсы. 2009. №4. С. 106-111.
4. Бредихин А.В., Воскресенский И.С., Каревская И.А., Лебедева Е.В., Шубин Г.А. Бредихин А.В., Воскресенский И.С., Каревская И.А., Лебедева Е.В., Шубин Г.А. Палеогеоморфологические исследования для прогноза аллювиальных россыпей золота на Дальнем Востоке России (к 100-летию со дня рождения С.С. Воскресенского // Геоморфология. 2013. № 4. С. 27-37.
5. Кузнецова И.В., Фефелов С.В. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Поисковые работы на россыпное золото в палеодолинах в Зейском и Мазановском районах. (Амурская область)». 2015. Росгеолфонд, Амурский филиал ФБУ «ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу», ООО ГРП «Угрюм-река».
6. Мельников В.Д., Полеванов В.П. Золотоносные районы и узлы Амурской области // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. – Благовещенск: Амургеолком, 1995 – 121-127 с.
7. Бучко И.В., Сорокин А.А. Позднепалеозойская магматическая дуга северной окраины Аргунского террейна и связанное с ней
8. Шиханов В.В. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР, м-б 1:200000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXVIII. – М.: «Недра», 1982.
9. Карнаушенко В.Н., Ковш В.Л., Богданович В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Деп, Нинни, Орловка. Отчет Магистрального-84 участка о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной в 1984-87 г. на площади листов N-52-102-A, Б; N-52-103-A, Б, В, Г; N-52-115-A, Б. – Зея, БПСЭ, 1990. – 124 с.
10. Сушков П.А. Сводный отчет о геологии территории Депского приискового управления треста Амурзолото. – Свободный: 1942., - 114 с.
11. Кузнецова И.В., Сафронов П.П. Самородное микро- и нанозолото в корях выветривания Приамурья // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Третья Всероссийская конференция с межд. участием, 20-23 сент. 2016 г., Владивосток: [Материалы]. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 327-330
12. Неронский Г.И., Сафронов П.П. и др. «Новое» золото в россыпях Приамурья // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Ч. 3. – Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН СССР, 1988 – 55–56 с.

ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БЕРЕНТАЛ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)И.С. Литвиненко, Л.А. Шилина, litvinenko@neisri.ru, SolomenL@neisri.ru

СВКНИИ ДВО РАН, г.Магадан

На Северо-Востоке России золото-редкометалльные объекты с экономической точки зрения долгое время считались неинтересными или с неясными перспективами. Это определило относительную слабость их изученности. Характеристика типоморфных свойств распространенного в них самородного золота в большинстве ранних публикаций носила лишь самый общий характер. Появившиеся в последующие годы материалы по золото-редкометалльным месторождениям Северо-Востока России [9, 3; 1, 2 и др.] показали, что они характеризуются широким разнообразием типоморфных признаков самородного золота.

Авторами с 2008 г. ведутся работы по изучению типоморфных признаков самородного золота золото-редкометалльных рудных проявлений Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля, к которому относится рудопроявление Берентал. Оно входит в состав Хурчан-Оротуканской золотоносной зоны на юго-восточном фланге Яно-Колымского золотоносного пояса. В геологическом отношении это зона юго-восточного замыкания Яно-Колымской складчатой системы вблизи ее границы с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

Нижне-Мякитское рудно-россыпное поле приурочено к Берентальскому штоку и восточному крылу одноименной интрузивно-купольной структуры. Берентальский шток сложен лейкократовыми гранитами, относимыми к меловой гранодиорит-гранитной ассоциации I типа [10]. Возраст гранитов 140 ± 1 млн. лет [8]. На восточном крыле Берентальской структуры развиты раннетриасовые отложения, представленные глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, алевролитами и аргиллитами с маломощными горизонтами песчаников.

В пределах Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля установлено около 60 точек минерализации и мелких рудных проявлений. К наиболее перспективным отнесены рудопроявления Фронт, Плацдарм, типоморфные признаки самородного золота в которых описаны в работах [7, 9], и Берентал.

Рудопроявление Берентал включает в себя обширное поле развития зон сульфидно-кварцевого прожилкования в березитизированных гранитах в северной части Берентальского штока. Ширина развалов локальных минерализованных участков – первые метры, протяженность – сотни метров. Мощность кварц-сульфидных прожилков от нитевидных до 10–12 см, иногда присутствуют брекчии гранитов с кварцевым цементом. Рудная минерализация в кварцевых жилах и прожилках составляет 5–30%. Представлена она галенитом, пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами. В протолочке из кварцевой жилы обнаружены также в небольшом количестве акантит и единичные зерна самородного золота со средней пробностью 591 ‰ [4]. Содержания золота по рудным сечениям в поисковой канаве достигают 2.63 г/т, в штуфных пробах – до 14.3 г/т. Спектральным анализом в пробах из минерализованных зон установлены повышенные концентрации серебра (до 2058 г/т), мышьяка, свинца, цинка, сурьмы, висмута. В.М. Кузнецовым с соавторами [4] рудопроявление Берентал было отнесено к золото-серебряному формационному типу. Новые данные о повышенном содержании в пробах из рудных сечений висмута, характере минеральных ассоциаций низкопробного самородного золота в россыпных месторождениях и рудопроявлении Плацдарм [5, 6] позволяют предполагать, что на рудопроявлении Берентал становление оруденения связано с различными стадиями развития единой золото-редкометалльной рудно-магматической системы.

Для выявления типоморфных признаков самородного золота в рудопроявлении Берентал авторами исследована шлиховая проба, предоставленная ООО «Золотодобывающая корпорация». Проба отобрана из реликтов зоны окисления руд в минерализованной тектонической зоне в гранитах. В лабораторных условиях она была расситована мокрым способом. Щебневая фракция (более 10.0 мм) составила 39.2, дресвяная (1.0–10.0 мм) – 38.4, алеврито-песчаная (0.01–1.0 мм) и пелитово-глинистая (менее 0.01 мм) – соответственно 12.4 и 10.0 %.

Фракция 0.01–1.0 мм отмыта на лабораторном лотке. Тяжелая фракция из полученного шлиха выделена в бромформе. Основная ее масса представлена сульфатом свинца в виде самостоятельных зерен и псевдоморфоз по галениту. В подчиненном количестве присутствуют оксиды и гидроксиды свинца, железа и марганца, выветрелые зерна биотита, галенит, небольшую долю составляют пирит, арсенопирит, гранат, в единичных зернах – ковеллин, самородное золото и свинец. В невыветрелых обломках рудного материала установлены галенит, железистый сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, лёллингит, пирротин.

Из неэлектромагнитной составляющей тяжелой фракции под биноклем извлечено 38 знаков самородного золота. Среди них в массовом отношении преобладают зерна класса 0.1–0.25 мм (табл. 1).

Таблица 1 – Морфометрическая характеристика самородного золота

Гранулометрический состав, мас. %										
Фракции золота, мм						Масса золота, мг	Масса пробы, кг	Содержание золота, г/т		
0.01–0.05		0.050–0.1		0.1–0.25						
3.5		8.4		88.2		0.442	36.79	0.012		
Морфология, %										
Форма золотин			Поверхность золотин				Цвет золотин			Сростки с оксидами и гидроксидами железа
Комковидная	Таблитчатая	Пластинчатая	Ямчатая	Мелкоямчатая	Шагреневая	Гладкая	Темножелтый	Желтый	Зеленожелтый	
55	40	5	11	29	39	21	55	42	3	8

По текстурному сложению выделяется две разновидности самородного золота: монолитное и микропористое.

Монолитное золото составляет 44.8 %. Оно представляет собой гипогенные выделения, поступившие в материал зоны окисления из первичных руд. Во всех классах крупности преобладают изометричные (комковидные) и уплощенно-комковидные образования преимущественно со ступенчатой, реже мелкоямчатой или гладкой поверхностью. Уплощенные разновидности золота играют подчиненную роль.

Пробность гипогенных выделений самородного золота, определенная на сканирующем электронном микроскопе EVO-50 фирмы «Karl Zeiss» с рентгеновской системой энергодисперсионного микроанализа Quantax корпорации «Bruker» (аналитик Е.М. Горячева, СВКНИИ ДВО РАН), колеблется от 499 до 934 % (рис. 1). Выделяется четыре группы (генерации) образований гипогенного самородного золота: весьма низкопробная (преобладает золото с пробностью 450–500 ‰), низкопробная (преобладает золото с пробностью 600–650 ‰), умеренно низкопробная (преобладает золото с пробностью 700–750 ‰) и средне-высокопробная (преобладают зерна с пробностью 900–950 ‰). Это указывает на то, что на исследованном участке рудопроявления Берентал в зоне окисления присутствует золото из различных минеральных типов золото-редкометалльного оруденения.

На *микропористые выделения*, получившие в минералогическом обиходе название «горчичное золото», приходится 55.2 % от всех выявленных образований самородного золота. При оптических исследованиях в монтированных аншлифах «горчичное золото» воспринимается как монолитные выделения темно-бурого цвета. Под электронным микроскопом при увеличениях около 3.5 тыс. раз просматривается его микропористое строение. «Горчичное золото» выявлено в виде самостоятельных выделений и в сростке с гипогенным самородным золотом.

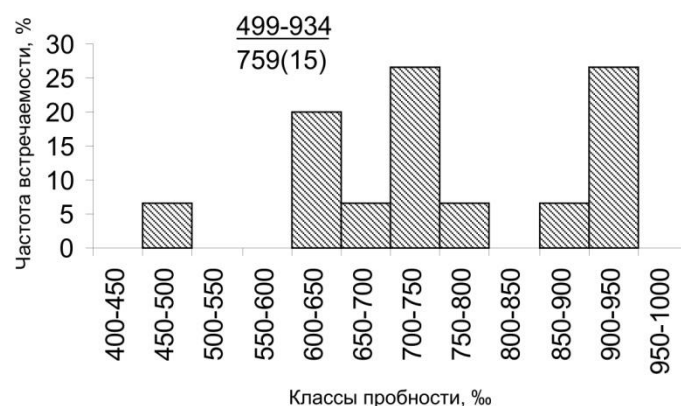


Рис.1. Гистограмма частоты встречаемости гипогенных выделений самородного золота различной пробы. В надписи на гистограмме: над чертой – интервал колебания пробы золотин, под чертой – среднее значение пробы по всем золотиным (в ‰), в скобках – число исследованных золотин. Пробность золотин рассчитана как среднее из 2-3 анализов.

Самостоятельные выделения микропористого «горчичного золота» представлены массивными комковидными зернами менее 0.1 мм с остроугольно-угловатыми очертаниями и мелкоямчатой поверхностью. С поверхности они имеют желтый, а на срезе в монтированном аншлифе – темно-бурый цвет. Желтый цвет их поверхности обусловлен наличием на них тонкой пленки монолитного самородного золота (рис. 2). Распределение микропор носит неравномерный характер. Наряду с микропористыми, в краевых частях среза зерен отмечаются относительно монолитные (ультрамикропористые) участки. Характерной особенностью является наличие в ряде зерен микропрожилков монолитного самородного золота (рис. 2а), концентрически-зонального строения (рис. 2б), глубоких «трещин усыхания» (рис. 2в). Сложены такие зерна и в микропористых частях и в монолитных прожилках и каймах весьма высокопробным (пробность около 1000 ‰) самородным золотом. Лишь в одном зерне отмечались участки, пробность «горчичного золота» на которых составила 880–904 ‰. В ряде зерен на отдельных участках отмечались невысокие (1.85–3.75 мас. %) концентрации хлора.

Выявленный сросток микропористого «горчичного золота» связан с низкопробной золотиной (631–643 ‰). «Горчичное золото» в нем имеет зональное строение с колебанием пробы по зонам от 941 до 1000 ‰.

Как показали исследования выделений «горчичного золота» в россыпях [5] образование изученных зерен «горчичного золота», вероятнее всего, осуществлялось за счет разложения главным образом золото-серебряных сульфидов (предположительно ютенбогартита), а также весьма низкопробного самородного золота на месте их разрушения в подзонах окисления и выщелачивания. Вероятно, первой стадией на пути превращения золото-серебряных сульфидов и весьма низкопробного золота в «горчичное золото» был их распад на субграфические и микросубграфические сростания самородного золота с сульфидом серебра и самородным серебром (очевидно, в результате проявления метаморфических процессов, связанных со становлением Берентальской гранитной интрузии). Вторая стадия включала в себя выщелачивание из образовавшихся агрегатов микрочастиц сульфидов серебра и самородного серебра с постепенным перераспределением возникающих пустот, частичной перекристаллизацией в краевых частях в ультрамикропористые (монолитные) зоны (участки). В дальнейшем при поступлении таких образований в подзону золотого обогащения на них могло происходить отложение монолитных пленок вторичного самородного золота. Наличие среди микропористого «горчичного золота» выделений с «трещинами усыхания» позволяет предполагать отложение части «горчичного золота» непосредственно из коллоидных растворов.

Присутствие на исследованном участке рудопоявления Берентал в реликтах зоны окисления большого количества микропористого «горчичного золота» указывает на ведущую роль на нем акантит-полиметаллического минерального типа золото-редкометалльного оруденения.

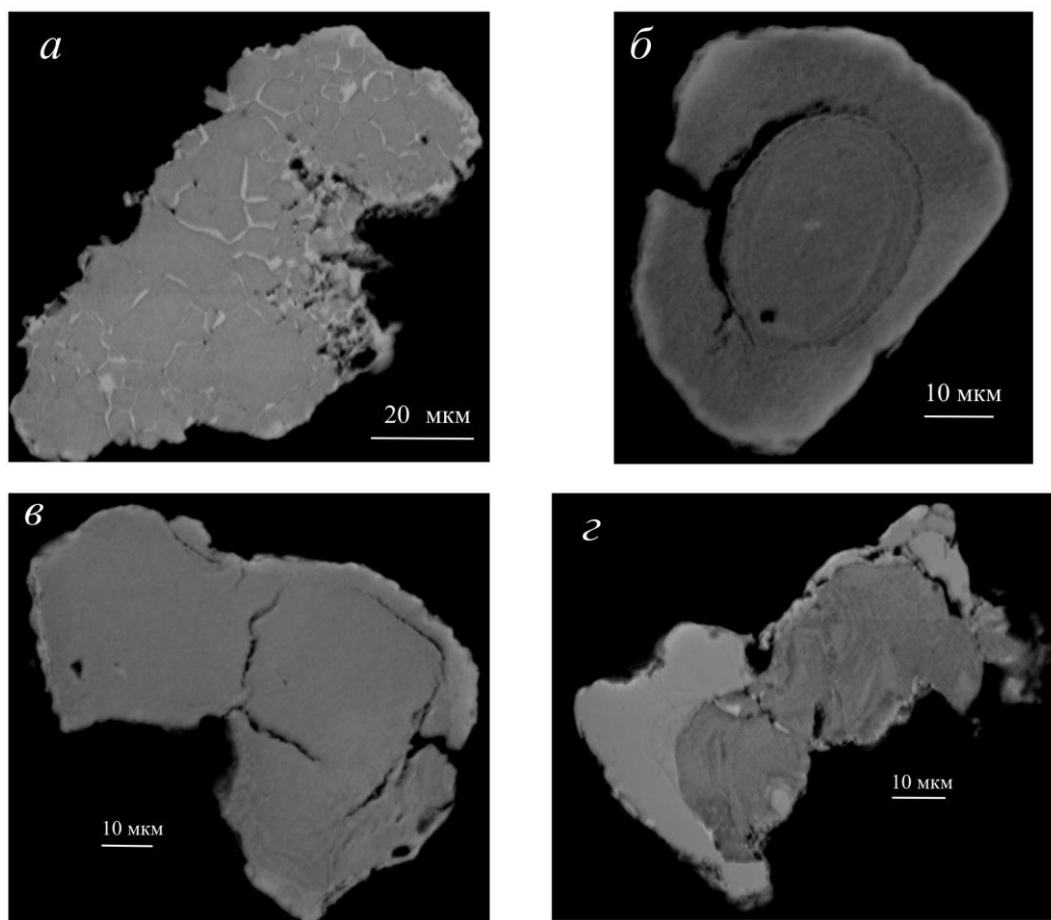


Рис. 2. Выделения «горчичного золота» (серое) с микропрожилками монокристаллического золота (светло-серое) (а), с концентрически-зональным строением (б), «трещинами усыхания» (в) и оболочкой монокристаллического золота (светло-серое); сросток зонального горчичного золота (серое) с низкопробной золотиной (светло-серое) (г). Монтёрванный аншлиф. Сканирующий электронный микроскоп, изображение в обратном-рассеянных электронах.

Литература

1. Волков. А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. и др. Золоторудное месторождение Школьное (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2011. Т.53, №1. С. 3–11.
2. Волков А.В., Черепанова Н.В., Прокофьев В.Ю. и др. Месторождение золота в гранитном штоке Бутарный (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 53, №3. С. 214–237.
3. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометальные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 94–103.
4. Кузнецов В.М., Горячев Н.А., Жигалов С.В., Савва Н.Е. Структура и рудоносность Мякит-Хурчанского рудно-россыпного узла // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2011. №4. С. 37–51.
5. Литвиненко И.С., Шилина Л.А. Гипергенные новообразования золота из россыпных месторождений Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля, Северо-Восток России // Руды и металлы. 2017. № 1. С. 75–90.
6. Литвиненко И.С., Шилина Л.А. Типоморфизм самородного золота рудопроявления Плацдарм (Северо-Восток России) // Чтения памяти академика К.В.Симакова: Материалы докладов Всероссийской научной конференции (Магадан, 22–24 ноября 2017 г.); [отв. ред. Н.А. Горячев]. Магадан: ОАО «МАОБТИ», 2017. С. 88–90.
7. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: В 2 т. Т.1. Геология, геохронология и геохимия // Труды Всероссийского совещания. Магадан, 4–6 сентября 1997 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.
8. Соломенцева Л.А., Литвиненко И.С. Типоморфизм самородного золота золото-редкометального рудного проявления Фронт (Северо-Восток России) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2015. С. 28–39.
9. Шилов Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцелнев В.В. Условия формирования золотого орудения в структурах Северо-Востока СССР. – М: Наука, 1988. – 181 с.
10. Goryachev N.A., Goncharov V.I. Late Mesozoic granitoid magmatism and related gold and tin mineralization of North-East Asia // Resource Geology Special Issue. Tokyo, 1995. № 18. PP. 111–122.

ОСОБЕННОСТИ ОНТОГЕНИИ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МАГМАТОГЕННО-ФЛЮИДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПЛАТИДИСТО- ПЛАТИНОВОГО ТИПА В УСЛОВИЯХ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКОГО ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

А.Г. Мочалов, mag1950@mail.ru

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Щелочно-ультраосновной массив Кондёр расположен в пределах Батомгского геоблока Алданского щита. В геологическом строении массива принимают участие породы: ультраосновной серии (дуниты, верлиты и пироксениты), монцонитовой серии (косьвиты, габбро, диориты и др.), щелочной серии (щелочные и фельдшпатоидные сиениты и их пегматиты) и субщелочные граниты. Все магматические породы прорывают кристаллические образования архея и терригенные породы протерозоя и формируют единую купольно-кольцевую структуру с центральным «дунитовым ядром». Под влиянием ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных интрузий полициклические кумулятивные дуниты многократно синмагматически рекристаллизованы и метасоматически преобразованы. Это выразилось в широком распространении фациальных разновидностей дунитов и метасоматитов. На основании изотопно-геохимического изучения Sm-Nd изотопным методом клинопироксенов из дунитов, верлитов, пироксенитов и косьвитов массива Кондёр [1] получено обоснование одновозрастности пород «дунитового ядра» - 128 ± 40 млн. лет, верлитов, пироксенитов, косьвитов и, последующего этапа внедрения, монцонитовых, щелочных и гранитоидных пород в мезозое. Вариации изотопных характеристик Sr и Nd в дунитах, верлитах, пироксенитах и краевых косьвитах являются результатом контаминации пикритового расплава породами континентальной коры в ходе его магматической (кумулятивной) эволюции, что позволяет исключить модель диапирового внедрения мантийных дунитов. Массив Кондёр продуцирует уникальные россыпные месторождения платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан и их притоков. В результате работ ПГО «Дальгеология» и ЗАО «Артель старателей Амур» в породах массива Кондёр обнаружены скопления элементов платиновой группы (ЭПГ) и их минералов в: 1) дунитах и хромититах; 2) клинопироксенитах; 3) сульфидизированных косьвитах; 4) сульфидизированных щелочных сиенитах; 5) сульфидизированных габбро; 6) клинопироксеновых метасоматитах; 7) сульфидно-малахитовых скоплениях среди апатит-титаномagnetит-биотит-клинопироксеновых, амфиболитовых и цеолитовых метасоматитов [2 и др.].

В россыпном и коренном залегании Кондёра установлен около 100 минерал платиновой группы (МПГ). Из всего многообразия МПГ россыпеобразующими (более 0.25 мм) являются минералы, главным образом группы самородной платины и редко: звягинцевит, сперрилит, куперит, скаергаардит, стибнопалладинит и изомертиит. Главенствующими россыпеобразующими минералами платины (РМП) являются: изоферроплатина – Pt_3Fe (кубическая сингония, тип элементарной ячейки - $Pm-3m$), тетраферроплатина – $PtFe$, (тетрагональная сингония, тип элементарной ячейки - $P4/mmm$) и собственно самородная платина – (Pt,Fe) (кубическая сингония, тип элементарной ячейки - $Fm-3m$) и их криптоагрегаты – $Pt_3Fe+PtFe$ или $Pt_3Fe+(Pt,Fe)$.

Россыпеобразующие формации массива Кондёр представлены несколькими минералогическими и генетическими типами: 1) *платиновым магматогенным* в мелкозернистых дунитах ($Pt-min$); 2) *платиновым магматогенно-флюидно-метасоматическим* в крупнозернистых дунитах с «чёрным» оливином, черный цвет обусловлен микровключениями в оливине хромшпинелидов, магнетита и клинопироксена ($Pt-min$); 3) *осмисто-платиновым*

магматогенно-флюидно-метасоматическим в шлирах и линзовидных жилах клинопироксенитов в дунитах ($Pt > Os\text{-}min$); 4) иридисто-платиновым флюидно-метаморфогенным в светлых средне-, крупнозернистых дунитах и хромититах ($Pt > Ir\text{-}min$); 5) палладисто-платиновым магматогенно-флюидно-метасоматическим в метасоматитах ($Pt > Pd\text{-}min$). Несмотря на минеральное и типовое многообразие, главными минералами всех типов является РМП. $Pt > Pd\text{-}min$ выделяет массив Кондёр, от детально изученного, кумулятивного полициклического габбро-пироксенит-дунитового массива Гальмознан Корякского нагорья [3] и ему подобных массивов Урала, Аляски и других. Так же особенностью РМП на Кондёре является распространение кристаллических индивидов и псевдоморфоз. ^{190}Pt и 4He возраст РМП из $Pt > Ir\text{-}$, $Pt > Os\text{-}$ и $Pt > Pd\text{-}min$ ов массива Кондёр, составил - 129 ± 6 млн. лет. Это свидетельствует, что платинометальное рудообразование магматогенного, метаморфогенного и метасоматического генезиса осуществлялось синхронно – последовательно эволюции, сначала пикритового, а затем субщелочного и щелочного расплавов мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита, в достаточно узкий диапазон геологического времени, между титонским и готеривским веками [4].

РМП $Pt > Pd\text{-}mina$ массива Кондёр распространены в метасоматитах по дунитам. Метасоматиты находятся в зальбандах, жильных штокверках и экзоконтактовых образованиях, которые генерируют магматические тела косьвитов, горнблендитов, щелочных пегматитов, сиенитов и субщелочных гранитов. Метасоматиты главным образом представлены апатит-титаномagnetит-биотит-амфибол-клинопироксенитами, оливин-диопсидитами и амфибол-серпентинитами. Главной особенностью $Pt > Pd\text{-}mina$ является то, что среди РМП распространены второстепенные или редкие включения минералов Pd. Такие минералы Pd являются главными в магматических жильных породах монцонитовой и щелочной серий, тогда как изоферроплатина, тетраферроплатина и самородная платина в них являются второстепенными. При этом большинство минералов платины представляют интерметаллиды с Pd, Cu, Sn, Bi, Te, сульфиды, арсениды, оксиды [5]. Также среди РМП $Pt > Pd\text{-}mina$ часто распространены псевдоморфозы трансформации, видоизменения и замещения протоминералов ранних минералогеохимических типов. При этом иногда среди псевдоморфоз встречаются более ранние РМП собственно $Pt > Pd\text{-}mina$. Среди псевдоморфоз $Pt > Pd\text{-}mina$ встречаются агрегаты крупных кристаллов сперрилита с полигональной структурой. Их образование можно проследить на примере пористой Pt_3Fe - псевдоморфозы трансформации. Далее по пористой псевдоморфозе наблюдается повторная псевдоморфоза замещения микрокристаллов сперрилита. Естественный отбор роста индивидов сперрилита в конечном итоге и формирует агрегат из крупных кристаллов с полигональной структурой. Характерно так же явление повторной псевдоморфозы РМП по минеральному агрегату сперрилита или куперита. Псевдоморфозы трансформации, видоизменения и замещения ранних минеральных индивидов и их агрегатов (протоминералов) поздними являются показателем изменения физико-химических условий одних геологических процессов или их заменой другими процессами. Псевдоморфозы следует относить к одним из решающих фактов в генетической минералогии.

Индивидуальностью $Pt > Pd\text{-}mina$ является присутствие крупных (до нескольких см) кубических кристаллов, двойников и друзовидных сростаний РМП. Габитусные формы кубических кристаллических индивидов Pt_3Fe {100}+ {111}, класс симметрии $m\bar{3}m$. Эпиграммы некоторых образцов кристаллических индивидов Pt_3Fe , снятых в направлении {100}, показали, что они имеют фрагментарное строение. Данное обстоятельство позволяет делать предположение об имевших место син- или посткристаллизационных дислокациях или деформациях индивидов Pt_3Fe [6].

Зарождение кристаллических индивидов РМП наблюдается в псевдоморфозе и за её пределами, на поверхности псевдоморфозы, за счет переотложенной Pt. Псевдоморфизация ранних (реликтовых) РМП предполагает пресыщение минералообразующего флюида Pt. Из пересыщенного флюида образовались зародыши РМП внутри, на поверхности псевдоморфозы, и далее на минералах стенок межзернового пространства (полости) силикатной матрицы и в результате свободного метакристаллического роста.

Срастания зародышей кристаллических индивидов РМП ориентированы по плоскости (111) или (112) и редко по плоскости (100). Взаимодействие зародышей, вероятно, происходит и с полярным взаимодействием. Разрастание граней сростков зародышей РМП приводит к формированию флюоритовых и шпинелевых двойников (требуется дальнейшее изучение законов двойникования).

Химический состав кристаллов $\sim \text{Pt}_3\text{Fe}$, у двойников, преимущественно, $\sim \text{Pt}_{3-x}\text{Fe}$. Рентгенометрический анализ нескольких образцов кубических кристаллических индивидов показал, что они представлены упорядоченной кубической ячейкой – $Pm-3m$ с параметрами близкими 0,3860 нм. В то же время некоторые двойники по результатам рентгенометрического анализа представлены криптоагрегатами Pt_3Fe с примитивной $Pm-3m$ ячейкой, и тетрагональной ячейкой – $P4/mmm$, характерной для PtFe , с параметрами $a=0,3860$ и $c=0,3704$ нм (визуально под микроскопом тетрагональная фаза не проявлена). По-видимому, рост зародышей двойников Pt_3Fe с ячейкой $Pm-3m$ обусловлен взаимодействием с двойнивающей (эпитаксиальной) фазой PtFe , имеющей отличную структуру – $P4/mmm$. Вероятно так же, что при формировании зародышей двойников криптоагрегатов РМП происходят синтаксиальные или эпитаксиальные взаимоотношения гранецентрированной $Fm-3m$ ячейки – (Pt,Fe) по плоскости (100), с объёмно центрированной примитивной $Pm-3m$ ячейкой Pt_3Fe по плоскости (111). Такие взаимоотношения наблюдаются на единичных двойниках РМП.

Рост кристаллов и многочисленных двойников РМП осуществлялся ступенчато-слоевым, каркасным, скелетным и мозаично-расщепленным способами. В результате такого роста в кристаллах Pt_3Fe образуются идеальные отрицательные кубические полости, часто заполненные раскристаллизовавшимся минералообразующим флюидом. Весьма оригинально выглядят таблитчато-нитевидные субиндивиды криптоагрегатов Pt_3Fe и PtFe , в виде «волосяного» покрова на плоскостях (111) или (100) ранних кристаллических индивидах Pt_3Fe . Каждый таблитчато-нитевидный субиндивид имеет направленный рост, от поверхности кубического кристалла Pt_3Fe . При этом возвратно-поступательную смену полос Pt_3Fe и PtFe можно объяснить лишь осцилляцией минералообразующего раствора по содержанию Pt и Fe , то есть ритмичным эпитаксиальным нарастанием кубического на тетрагональном минерале Pt и т.д. Нитевидные субиндивиды иногда соединяются между собой кубические каркасы.

При росте кристаллических РМП существенное значение имеют ростовые и деформационные дислокации, которые отразились на их сложных или причудливых формах индивидов и агрегатов.

К наиболее поздним минералам магматогенно-флюидно-метасоматического $Pt > Pd$ -мунта относятся эпитаксиальные срастания кристаллов, «рубашки» и «саркофаги» минералов Pd и Au на кристаллических агрегатах и индивидах РМП.

Большая часть минеральных агрегатов РМП является результатом направленного заполнения интерстициального пространства, с образованием гипидиоморфнозернистых структур с последовательной кристаллизацией индивидов различных видов. При этом часто кристаллические индивиды РМП являются результатом многократного зарождения и роста на кристаллах ранних генераций. Индукционные взаимоотношения образуются лишь между растущими индивидами двойников РМП или одновременно зародившихся и растущих в непосредственной близости индивидов.

В срастаниях с РМП встречается большинство пороодообразующих минералов (силикаты, оксиды, сульфиды и др.) характерных для фациальных разновидностей дунитов и образованных по ним метасоматических пород массива Кондёр. При этом в ходе эволюции минералогеохимических типов от Pt магматогенного $\rightarrow Pt$ магматогенно-флюидно-метасоматического $\rightarrow Pt > Os$ магматогенно-флюидно-метасоматическим $\rightarrow Pt > Ir$ флюидно-метаморфогенного до $Pt > Pd$ магматогенно-флюидно-метасоматического статус ранних пороодообразующих минералов изменяется от сингенетичных (магматогенных) \rightarrow на реликтовые \rightarrow перекристаллизованные \rightarrow метасоматически видоизменённые. Большая часть РМП срастаются с пороодообразующими минералами в результате более позднего свободного роста в интерстициальном или коррозионном пространстве. Другая часть РМП являясь

метакристаллами и метазёрнами, как результат метасоматического роста в твердой среде ранее образованных МПГ в сростаниях с силикатами, оксидами, сульфидами и др. С РМП *Pt>Pd-muna* наиболее распространенными минералами-сростаниями являются клинопироксен, магнетит, биотит, апатит, амфиболы, серпентин, хлорит, халькопирит, малахит и гидраты окиси железа. Относительно клинопироксенов, магнетита, биотита, апатита и амфиболов практически всегда наблюдается ксеноморфная поверхность РМП. В то время как, относительно серпентина, хлорита, халькопирита и малахита поверхность РМП всегда идиоморфная.

В ходе эволюции минералого-геохимических типов МПГ массива Кондёр изменяется состав и положение минералов-включений (силикатов, оксидов, сульфидов и др.) главных РМП. Большинство минералов-включений, можно разделить на кристаллические идиоморфные или гипидиоморфные, и отрицательные кристаллы кубического и призматического облика. Среди РМП *Pt>Pd-muna* встречаются кристаллические включения пироксенов, апатита, магнетита, ильменита, титанита, перовскита, хлорита, сульфидов Fe, Cu и Ni. Отрицательные кристаллы практически повсеместно образованы поли- и мономинеральными агрегатами с газовыми пустотами. Кроме этого, встречено газо-жидкое включения. Мономинеральные агрегаты представляют в основном серпентин, хлорит и реже амфиболы (тремолит, эденит). Для РМП *Pt>Ir-muna* дунитов и хромититов больше всего характерны отрицательные включения, в которых основное положение занимает клинопироксен, амфибол и часто флогопит, апатит, хлорит, серпентин. Состав их не постоянный, с существенными вариациями содержания Na, K, Fe, Al, Ti и Cr. В определённых случаях, особенно у РМП *Pt>Pd-muna*, в отрицательных включениях встречаются биотит, К-полевой шпат, плагиоклаз, реже нефелин, канкринит и натролит. Распространение той или иной группы минералов отрицательных включений в РМП предшествуют появлению этих же минералов в минеральных агрегатах с РМП. Это свидетельствует, что образование флюидно-метаморфогенного или магматогенно-флюидно-метасоматического типов РМП происходило при внедрении синмагматических флюидов пикритов, монцонитов, щелочной или гранитоидной магмы. Синмагматический флюид, с одной стороны, перераспределял ЭПГ ранних МПГ кумулятивной, перекристаллизованной, рекристаллизованной или метасоматизированной дунитовой матрицы, и, с другой стороны, привносил характерные для той или другой магмы ЭПГ.

Онтогенетические особенности МПГ *Pt>Pd-muna* свидетельствуют, что под влиянием флюидов магм монцонитовой, щелочной и субщелочной гранитоидной серий возможна высокотемпературная перекристаллизация ранних типов МПГ, их растворение, перенос и образование из контаминированных ЭПГ нового *магматогенно-флюидно-метасоматического* типа, как в пределах пород ультрамафитовых формаций, так и за их пределами.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 18-05-00718-а.

Литература

1. Саватенков В.М., Мочалов А.Г. Возраст и источники платиноносных дунитов массива Кондёр Алданского щита (Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные) // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 300-302.
2. Емельяненко Е.П., Масловский А.Н., Залищак Б.Л., Ленников А.М. Закономерности размещения рудной минерализации на Кондерском щелочно-ультраосновном массиве // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 100-113.
3. Мочалов А.Г. Модель развития минералов платиновой группы габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексов Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. № 3. С. 171-188.
4. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Бортников Н.С. ¹⁹⁰Pt-⁴He возраст платинометаллических рудопоявлений щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия) // Доклады АН. 2016. Т. 469. № 5. С. 602-606.
5. Петров С.В., Бороздин А.П., Полеховский Ю.С., Тарасова И.П. Последовательность минералообразования в сульфидно-платинометаллических рудах в косьвитях Кондёрского массива / В кн.: Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов. СПб: Изд-во СПбГУ - ФГУП НТЦ «Информрегистр», 2016. С. 16-22.
6. Махоркина Т.И., Мочалов А.Г., Жерновский И.В. Кристаллы изоферроплатины, лаурифта и сперрилита россыпного месторождения платиноидов р. Кондер // Материалы VII Международного платинового симпозиума. М.: Московский контакт, 1994. С. 65-70.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ МАЛОГО ХИНГАНА (РОССИЯ)

В.Г. Невструев, nevstruevvg@mail.ru, Г.З. Гильманова

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

Выявленная платиносность флюидолитов в зонах локализации железо-марганцевых руд Малого Хингана на территории России [5, 9] требуют пересмотра традиционных взглядов на геологическое строение и геодинамику региона. Представления об осадочном генезисе железо-марганцевой минерализации, существующие с начала прошлого века [1,7] находятся в явном противоречии с минералого-геохимическими данными, полученными в результате научных исследований в рамках реализации программы поисков нетрадиционных источников благородных металлов [2, 4, 8].

В коренных породах и рудах месторождения Поперечного установлены концентрации платиноидов и золота, представляющие промышленный интерес [9]. Платиноидная минерализация преимущественно приурочена к флюидолитам. Матрикс брекчий имеет средний состав и относится к известково-щелочной, частично шошонитовой, сериям пород [4,]. Среди обломков доминируют доломиты мурандавской свиты, а также другие породы, включая железо-марганцевые руды. Минералы группы платины представлены в основном изоферроплатиной в ассоциации с самородными осмием, иридием, редко высокопробным золотом, сульфидарсенидами рядов ирсарит-холингвортит и лаурит-эрлихманит.

По данным разведочных работ [10] флюидолиты образуют линейные тела как конформные, так и секущие железо-марганцевые руды. На восточном фланге месторождения тело брекчий с убогой железо-марганцевой минерализацией имеет субизометричную форму, которое в южной части контактирует с мощной дайкой диабазов.

Геохимические данные показали, что формирование железо-марганцевых руд связано с гидротермальными процессами [2, 4, 13]. Согласно соотношениям **Th/Yb-Nb/Yb**, [14] **Zr/Nb-Nb/Th** [12] и другим дискриминационным диаграммам магматогенная составляющая флюидолитов близка к породам зоны субдукции известково-щелочной серии и сформирована при частичном плавлении слэба на уровне нижней коры, тяготея к интервалам обогащенной мантии.

Металлогеническая позиция малохинганской рудной зоны определяется приуроченностью к субмеридиональной Буреино-Цзямуси-Ханкайской минерагенической провинции протягивающейся с Приморского края до Алдано-Становой на севере, со смещением Ханкайского блока по Дуньхуа-Мишаньскому (Алчанскому) разлому [6]. Рудоконтролирующей структурой являются Муданьдзянский на территории Китая и его продолжение на территории Приамурья – Тукурингрский разломы, которые с запада ограничивают композитный Бурей-Цзямуси-Ханкайский массив. Более рудоносным считается Муданьдзянская ветвь, что, возможно, связано с более детальными исследованиями на территории Китая.

Поле распространения железо-марганцевой минерализации на Малом Хингане протягивается в субмеридиональном направлении в виде полосы шириной около 40 км от р. Амур на юге до правого берега р. Кимкан на севере на расстоянии около 150 км. Выявленные месторождения и проявления черных металлов образуют субмеридиональные зоны: Восточную рудоносную, включающую Биджанское (Кабалинское) железо-марганцевое месторождение, Кимкано-Костеньгинскую железорудную и Южно-Хинганскую, включающая месторождение Поперечное, железо-марганцевую. К югу на территории Китая в этой же структуре известны месторождения Янсиндженъ, Иланьская группа и ряд железудных проявлений.

Вещественные факторы рудолокализации находят свое отражение при анализе геофизических полей, цифровых моделей рельефа, а также исследований глубинной структуры региона.

На карте аномального магнитного поля интенсивными положительными аномалиями выделяется лишь Кимкано-Костеньгинская зона. В южном направлении интенсивность аномального поля снижается. Южно-Хинганская зона прослеживается цепочкой слабых магнитных аномалий, часто не совпадающих с Fe-Mn объектами, что связано с развитием преимущественно слабо магнитных руд (гематитовые, браунитовые, гаусманитовые и др.). Аномалии магнитного поля в пределах Восточной рудоносной зоны практически отсутствуют. Высокая магнитная аномалия проявлена в Кимкано-Костеньгинской рудной зоне, сформированной преимущественно магнетитовыми рудами.

На карте выделившейся энергии землетрясений, (рис. 1) четко обозначается аномальная область северо-восточного направления между $130-136^{\circ}$ в.д. и $47-55^{\circ}$ с.ш. соответственно. К этой аномалии приурочены известные железные и железомарганцевые месторождения: Янсинчжень – на территории Китая, Малохинганская группа месторождений в ЕАО и Удско-Селемджинская группа на северо-восточном замыкании, включающая наиболее изученное Мильканское Fe-Mn месторождение. Все они сформированы магнетит-гематитовыми рудами с подчиненным значением марганцевых минералов. Относительно обогащены марганцем руды месторождения Поперечного, в котором марганец установлен в маломощных телах среди преимущественно гематитовых руд. С максимальной областью аномалии совпадают Кимканское и Костеньгинское железорудные месторождения, а также уникальное бруситовое месторождение Кульдур. Глубина формирования Кимканского месторождения оценена в 5.7 км [2], наибольшая среди известных объектов. Для Поперечного месторождения она составляет не более 0.5 км, формирование которого связано с океаническим апвеллингом рудоформирующих гидротерм в зону прибрежного склона. В рудах этого месторождения, в связи с этим, отмечаются метки осадочного рудогенеза [2].

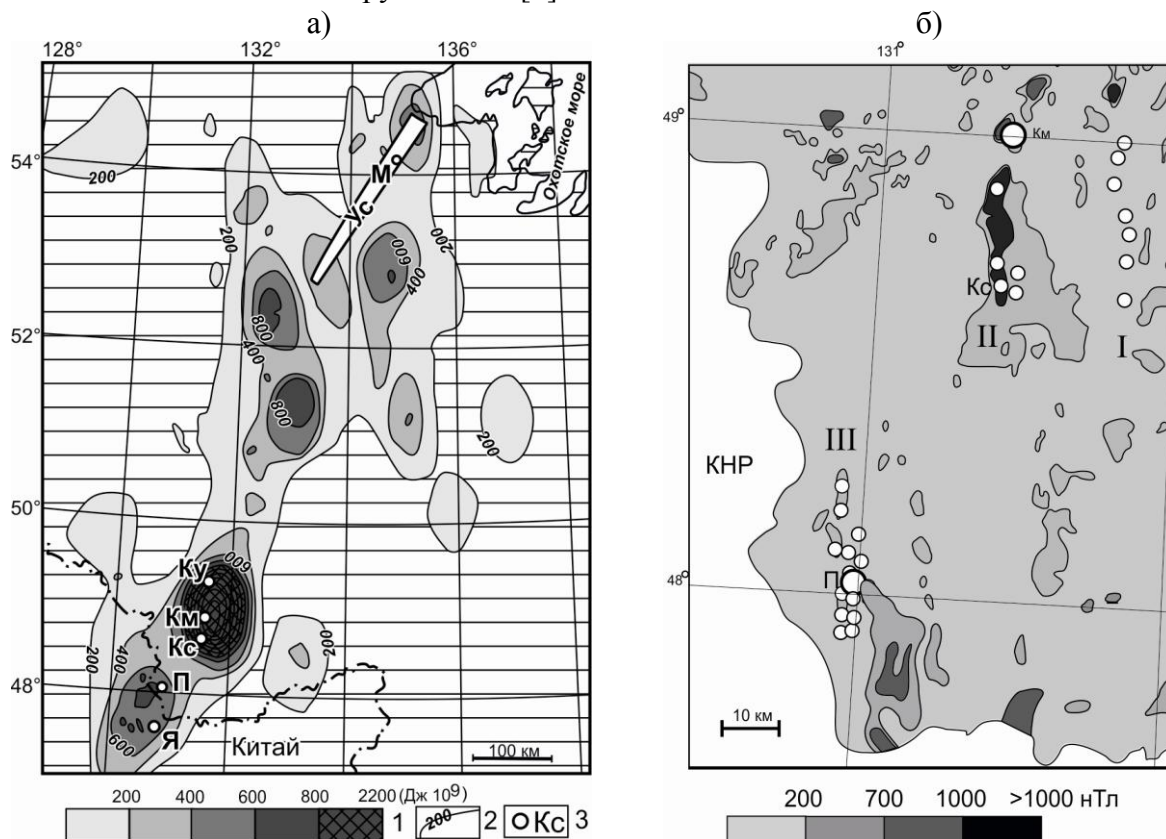


Рис. 1. Пространственное распределение выделившейся энергии землетрясений. (Дж 10^9) в период 1886-2013 гг. [по 3 с изменениями] – а и карта аномального магнитного поля – б.

На карте магнитного поля римские цифры – Восточная (I), Кимкано-Костеньгинская (II) и Южно-Хинганская (III) рудоносные зоны.

1. – шкала градаций; 2 – изолинии энергии землетрясений; 3 – месторождения и рудопроявления; месторождения железо-марганцевые: Я – Янсинчжень; П – Поперечное; Кс – Костеньгинское; Км – Кимканское и Сутарское; М – Мильканское; УС – Удско-Селемджинская структурно-формационная зона железо-марганцевых объектов; бруситовое: Ку – Кульдурское.

Результаты мантийной томографии [11, 15] показывают, что субдуцируемый Тихоокеанский слэб становится практически неподвижным в переходной зоне мантии Северо-Восточной Азии, вероятно, вследствие сильного сопротивления, которое он испытывает на границе нижней и верхней мантии [15]. Конвективные процессы в большом мантийном клине и глубинная дегидратационные реакции субдуцирующего слэба вызывают апвеллинг высокотемпературного флюида вызывающего формирование континентальных рифтовых систем, а также внутриплитного вулканизма [16]. Фрагменты низкоскоростных аномалий прослеживаются [15] до границы кора-мантии. На томографических профилях на юге Китая с подъемом астеносферных флюидов связано формирование вулканов Чангбей и Джингпоху. Аналогичная аномалия проявлена и на профиле А-А [11], проходящем вблизи месторождения Янсинджен, находящегося, как показано выше, в той же аномальной зоне энергии землетрясений, что и Южно-Хинганская железо-марганцевая зона с благороднометалльной минерализацией. Таким образом, по данным томографических построений намечается субмеридиональная структура, протягивающаяся с юга Китая до Монголо-Охотского складчатого пояса.

Заложение и развитие этой структуры связано, видимо, с субдукцией Палеоихоокеанской плиты под Амурскую плиту с аккрецированием Буреинского, Цзямуси и Ханкайским микроконтинентов, сформировавшими одноименный композитный террейн. Палеослэб и является экраном для продвижения современной Тихоокеанской плиты.

При замедлении движения Тихоокеанского слэба в зоне коллизии возрастает напряжение, которое проявляется в частоте и мощности землетрясений. Резкое снижение давления при землетрясениях приводит к высвобождению газовой фазы с последующим взрывоподобным внедрением флюида, устремляющегося в верхние горизонты земной коры. Внедрение высокоподвижной газонасыщенной магматической массы сопровождалось выносом высокотемпературных кристаллов и благородных металлов с мантийных и нижнекоровых уровней земной коры, а также захватом боковых пород, встреченных по пути движения флюидов. В результате формируются флюидолиты, с которыми тесно ассоциирует платиноидная минерализация. Вследствие их низкой теплоемкости на поверхности обломков и минералов отсутствуют изменения, характерные для ксенолитов интрузий. Периоды относительного геодинамического спокойствия характеризуются поступлением гидротерм, формирующих рудную минерализацию в наиболее проницаемых структурах. Таковыми являются границы ранее сформированных аккреционных пластин: мурандавской свиты с лондоковской в Южно-Хинганской зоне и Костеньгинском месторождении и лондоковской свиты с кимканской толщей на Кимканском и Сутарском месторождениях. Благороднометалльная минерализация сформировалась в результате нескольких (установлено 3) этапов образования флюидолитов в карбонатные и углеродистые породы хинганского комплекса осадочных пород.

Кластогенные породы, по внешнему виду аналогичные флюидолитам месторождения Поперечного, выявлены при проведении оценочных работ на железо-марганцевых месторождениях Сутарском, Костеньгинском, Кайланском, Биджанском (Кабалинском), возможно и других слабо изученных проявлениях. Они отнесены к седиментационным породам и, соответственно, не были опробованы и проанализированы на благородные металлы. Тонкодисперсное золото отмечено только при изучении аншлифов Кайланского месторождения [1]. В связи с новыми данными по благороднометалльной рудоносности флюидолитов необходим анализ геологических материалов, включая первичные полевые наблюдения, с целью локализации мест отбора проб для изучения их металлоносности.

Литература

1. Александров А.И. К вопросу о составе и генезисе руд Кайланского, Дитурского и Кимканского железорудных месторождений Дальневосточного края. Бюллетень Томского политехнического университета, 1937. Т. 54, № 13. С. 3-21
2. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Саксин Б.Г. Источники и условия формирования железо-марганцевой минерализации Буреинского и Ханкайского массивов (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология, 2016, т. 35, № 4. С. 28-39
3. Диденко А.Н., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Меркулова Т.В., Архипов М.В. Формализованный анализ коровой сейсмичности Сихотэ-Алиньского орогена и прилегающих территорий // Тихоокеанская геология, 2017, т. 36. № 2. С. 58-69
4. Невструев В.Г., Саксин Б.Г., Усиков В.И., Бердников Н.В. Криптовулканические древние породы Малого Хингана // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных // Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 213-216
5. Моисеенко Н.В., Щипачев С.В., Саннелевич Н.С., Макеева Т.Б. Первые находки благородных металлов на Хинганском месторождении марганцевых руд (участок Поперечный) // Сб. науч. тр. Благовещенск: Изд-во ИГиП ДВО РАН. 2005. С. 72 – 74.
6. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004 190 с.
7. Ткалич С.М. Геологический очерк месторождений железных руд Дальневосточного края. Хабаровск Дальгиз.1935. 80 с.
8. Ханчук А.И., Невструев В.Г., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Петрохимические особенности углеродистых сланцев в восточной части Буреинского массива и их благороднометалльная минерализация // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 6. С. 815-828.
9. Ханчук А.И., Рассказов И.Ю., Крюков В.Г., Литвинова Н.М., Саксин Б.Г. О находке промышленной платины в рудах Южно-Хинганского месторождения марганца // Доклады АН. 2016. Т. 470, №6. С. 701-703
10. Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд// Советская геология, 1958, №8. С. 114 – 136.
11. Bourova E., Yoshizawa K., Yomogida K. Upper mantle structure of marginal seas and subduction zones in northeastern Eurasia from Rayleigh wave tomography // Phys. Earth Planet. Inter., 2010, v. 183, pp. 20-32
12. Condie, K. Changing tectonic settings through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. Precambrian Res. 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.004>
13. Khanchuka A. I, Berdnikov N. V. and Nevstruev V. G. Sources and Typomorphism of Platinum in Carbonaceous Rocks in Far East Russia // Lithology and Mineral Resources, 2018, Vol. 53, No. 3, pp. 212–235
14. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. v. 100, pp. 14–48, doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016.
15. Zhao D., Pirajno F., Dobretsov N.L., Liu L. Mantle structure and dynamics under East Russia and adjacent regions // Russian Geology and Geophysics, 2010. № 51. С. 925–938
16. Zhao D., Tian Y., Lei J., Liu L., Zheng S. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab // Phys. Earth Planet. Inter., 2009, v. 173, pp. 197—206.

ПРИЗНАКИ РУДОФОРМИРУЮЩЕЙ РОЛИ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ НА ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПРИАМУРЬЯ.

Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода, ostapenko_ns@mail.ru

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В сообщении рассматривается важный, пока ещё не решенный вопрос проблемы рудообразования – о генетических соотношениях золотого оруденения с субвулканическими интрузиями. Из-за малых размеров эти интрузии обладают ограниченным тепловым потенциалом и количеством отделяемых при их кристаллизации флюидов. Считается, что их недостаточно для формирования месторождений [1]. Пространственная ассоциация рудных тел и месторождений с малыми порфировыми телами отмечается исследователями весьма часто, а связь между ними, по вышеуказанным причинам, априори принимается пассивной парагенетической или структурной.

При комплексном изучении эпитеpmальных золоторудных месторождений Приамурья и анализе их связей с субвулканическими телами нами учитывались известные экспериментальные данные [2, 3] о том, что при внедрении магматических тел во вмещающих их породах формируются тепловые поля и конвективные флюидные системы. На трех изучавшихся нами эпитеpmальных золоторудных объектах – Покровском, Пионерском и Желтунакском, были обнаружены признаки, свидетельствующие о более тесных связях оруденения с малыми интрузивными телами, нежели структурные и парагенетические. Это позволило предположить активное участие определенных малых интрузивных тел в рудоформировании посредством их теплового воздействия на флюиды и инициации их конвекции [4, 5].

Предметом данного сообщения является обоснование на материалах комплексного изучения трех эпитеpmальных месторождений золота Гонжинского рудного района рудоформирующей роли конкретных малых субвулканических тел, с выявлением признаков такой их роли и геологических факторов, благоприятствовавших этому процессу. Для этого, помимо проведения целенаправленных полевых исследований в 2005–2011 годах, нами были проанализированы материалы разведки месторождений, результаты проведенных на них тематических исследований и публикации. Кроме этого, для геологических условий Покровского месторождения было проведено экспериментальное моделирование теплового воздействия силла на флюид в экранированной структуре [6].

Изучаемые месторождения размещаются в Тыгда-Улунгинской вулкано-тектонической структуре (ТУ ВТС) в западной части Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса, заложенного в меловое время на активизированной при коллизии с Сибирским кратоном северной части Амурского супертеррейна. Эти месторождения сформировались в экранированных вулканитами, либо ими и терригенными породами верхней юры, структурах и относятся к эпитеpmальной убогосульфидной золото-кварцевой формации.

Покровское месторождение (рис. 1) размещается в западной части ТУ ВТС вблизи жерла палеовулкана. Оно детально описано в работах [7, 8, 9]. Фундаментом ВТС являются гранитоиды периферической части дорудного Сергеевского плутона раннемелового возраста и вмещающие его осадочные породы верхней юры. Ко времени формирования ВТС плутон был уже частично эродирован. Золотое оруденение сосредоточено, в основном, в гранитоидах фундамента под экраном нижнемеловых вулканитов. Лишь на восточном фланге оно распространяется в туфобрекчии нижней части вулканических накоплений. По [9], оруденение сформировалось в скрытой купольной структуре, возникшей над раздувом внедрившегося в гранитоиды, возможно по надвигу [7], пологозалегающего лакколитообразного силла дацита переменной мощности (1–65 м).

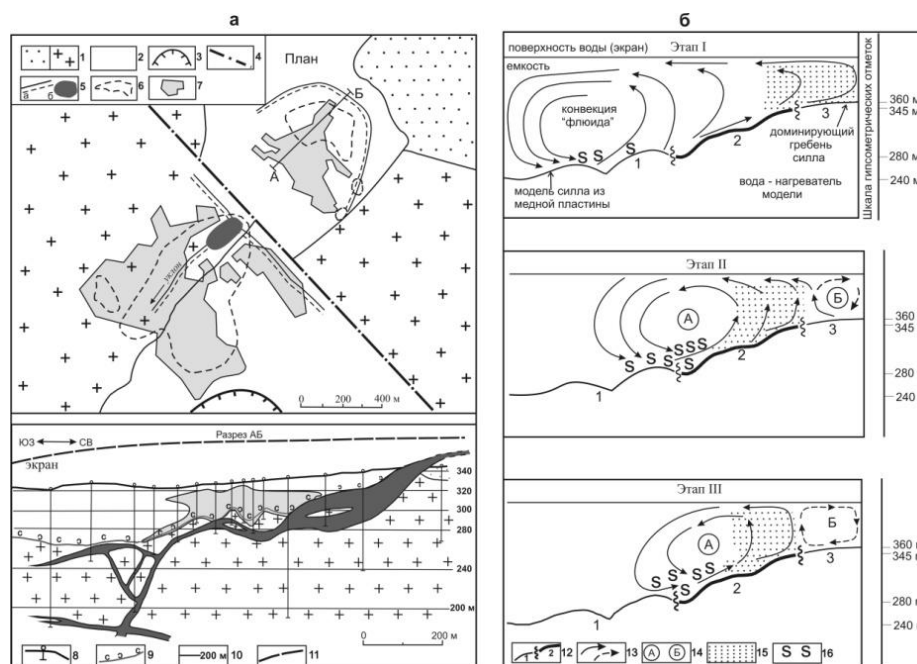


Рис. 1. Размещение рудных тел Покровского золоторудного месторождения на плане и разрезе относительно силла дацита переменной мощности (а) и относительно смоделированных ячеек инициированной им тепловой конвекции флюида на различных этапах его становления (б).

а. На плане: 1 – терригенные породы J_3 (а) и гранитоиды K_1 (б); 2 – покров вулканитов K_1 ; 3 – жерло вулкана; 4 – разлом; 5 – положение скрытых гребневидных поднятий (а) и выход наиболее мощной части купола силла на поверхность (б); 6 – проекция контуров участков повышенной (20–65 м) мощности силла дацита; 7 – проекция на поверхность контуров промышленных рудных тел. **На разрезе:** 8 – поверхность и скважины; 9 – подошва туфобрекчий; 10 – горизонты с абсолютными отметками; 11 – условное положение экрана.

б. Моделирование конвекции: 12 – фрагменты силла малой (1, 3) и повышенной (2) мощности; 13 – потоки конвектирующей жидкости («флюида») над нагретой моделью силла; 14 – автономные конвективные ячейки А и Б; 15 – области максимально нагретого флюида над силлом; 16 – зона смещения флюидов. **Этапы становления силла:** I – внедрение расплава и кристаллизация маломощных участков 1 и 3; II – остывание маломощных участков и закристаллизация раздува-2 силла; III – остывание мощного фрагмента силла.

Рудоконтролирующий силл, по [7, 9], имеет площадные размеры около 2 x 2 км. Рудные тела тяготеют к более поднятой центральной части силла и отсутствуют над маломощными его флангами и ниже силла. Связь оруденения с ним структурная. Золотое оруденение было сформировано в «парагенетической связи с вулканическими процессами... накопления риодацитово-формации» [9, стр. 41]. Анализ материалов разведки месторождения и проведенные полевые исследования в эксплуатационных карьерах позволили нам уточнить структуру рудных залежей и уточнить их соотношения с силлом [8]. Промышленное оруденение тяготеет к участкам повышенной мощности силла и поднятиям его поверхности (рис. 1-а), но непосредственно над центральным куполом силла и над его гребнем на северо-восточном фланге месторождения промышленного оруденения нет. Рудные тела смещены на промежуточные участки склонов этих поднятий. Такое их расположение не вполне соответствует предполагаемому [9] структурному контролю минерализации силлом, при котором основное оруденение должно было сформироваться непосредственно в ядре купольной структуры, подобно седловидным жилам в ядрах антиклиналей на месторождении Бендиго (Австралия).

Проведенное экспериментальное моделирование теплового воздействия внедрившегося силла на флюид в экранированной гидротермальной системе [6] позволило: оценить время зарождения, существования и перестройки конвективной системы по мере становления силла; установить, что конвекцией флюида управляли доминирующие в рудном поле купольное и гребневидное поднятия его поверхности на раннем этапе, а на завершающем этапе – только участки максимальных его мощностей; определить структуры флюидопотоков в экранированной системе и пространственной дифференциации температур флюида; определить

положение в этой конвективной системе участков неблагоприятных (температурные максимумы) и благоприятных (области смешивания флюидов) для отложения и накопления в рудах золота.

Результаты поэтапного моделирования отражены на рис. 1-б. Они позволяют вполне корректно заключить, что золотое оруденение на Покровском месторождении формировалось в тепловом поле силла, а также объяснить установленную безрудность центра надкупольного пространства силла господством здесь максимально нагретых флюидов восходящей ветви конвекции. Это не способствовало пересыщению здесь флюидов золотом. Размещение рудных тел над периферией центра основного купола силла и над нижней переходной частью его раздува-2 на восточном фланге месторождения объясняется совмещением этих участков с зонами смешивания несколько охлажденных опускающихся с подогретыми силлом поднимающимися потоками флюида. В таких участках перемешивания обеспечивалось снижение температур и давлений флюида и, как следствие, возникновение его пересыщений золотом и другими компонентами [5]. Именно в таких участках конвективной системы, особенно в зонах повышенной трещиноватости пород и в раскрывающихся полостях формировались штокверки, круто- и пологозалегающие жилы и их апофизы [8].

Месторождение Пионер сформировалось в северной части ТУ ВТС в узле пересечения разломов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираций на субвулканическом уровне. Размещается оно в юго-восточном эндо- и экзоконтактах раннемелового гранитного плутона (рис. 2). Месторождение значительно эродировано – вулканы уничтожены полностью, а останцы терригенных пород экрана сохранились в провесах кровли гранитоидов и тектонических клиньях. За счет частичной эрозии рудоносных зон в долине р. Улунга формировались богатые россыпи золота. Минерализация представлена крутозалегающими мощными (до 100 и более м) прожилково-вкрапленными зонами, промышленные тела в которых выделяются по данным опробования. Пространственно они тесно ассоциированы с крутозалегающими штокообразными телами диоритовых порфиров наиболее молодого раннемелового буриндинского комплекса. Рудоносные зоны и малые интрузии контролируются одними и теми же разломными зонами (магмо- и флюидопроводниками) преимущественно северо-восточного простираения [7]. Анализ материалов разведки показал, что: 1) в рудном поле наблюдается тесное совмещение полей распространения штокообразных тел диоритовых порфиров и рудной минерализации; 2) все рудные тела размещаются на уровнях средних и верхних экзоконтактовых зон штокообразных тел. По данным М.Е. Малямина (1990ф) поперечная зональность минерализованных зон выражена в последовательном смещении максимумов отложения привнесенных металлов по мере удаления от штоков: W, Zn (вблизи контакта) – Cu, Au – As, Ag, Sb (на промежуточных и максимальных удалениях, соответственно).



Рис. 2. Схема геологического строения месторождения Пионер, по [7] с упрощениями.

Такие взаимоотношения рудных и магматических тел, повторяющиеся во всех рудоносных зонах на разных участках рудного поля, дают основание считать, что оруденение формировалось в температурных полях этих синрудных штоков диоритовых порфириров, инициировавших и контролировавших конвекцию поступающих глубинных металлоносных гидротерм и рудоотложение в период от внедрения расплавов до полного остывания магматических тел.

Рудопроявление Желтунак охарактеризовано в работе [4]. Сформировалось оно в центральной части ВТС среди покровных вулканитов среднего и кислого состава в узле пересечения субширотной тектонически ослабленной зоны и поперечного разлома. Оно размещается в восточной периферии штока андезито-дацитов. Золотое оруденение в виде кварцевых жил, рудных брекчий и прожилково-вкрапленной минерализации в пределах субширотной ослабленной зоны прослежено на 800 м к востоку от штока с постепенным затуханием. Наиболее богатое оруденение сосредоточено в интервале 100–350 м от штока. В направлении от штока к восточному флангу золотоносной зоны: 1) меняется состав привнесенных элементов, уменьшаются их спектр и концентрации до минимальных величин на фланге; 2) снижаются до нуля в процессе вакуумной декрепитации образцов кварцев из жил и кварцевых метасоматитов (по материалам С.К. Сиротина и др., 1983ф) доли газовыделения из высоко- и среднетемпературных групп флюидных включений (соответственно, 350–450°C и 280–350°C) на сравнительно высоком фоне газовыделения из низкотемпературной (160–280°C) группы флюидных включений. Следовательно, формирование минерализации этого рудопроявления, как и месторождений Покровское и Пионер, происходило в тепловом поле синрудного субвулканического тела гидротермами единой конвективной системы, функционировавшей в границах ослабленной зоны. Из месторождений других регионов России, по результатам анализа опубликованных материалов, аналогичные связи с субвулканическими телами риолитов (дайки и штоки) предполагаются нами для крупных эпитермальных месторождений золота Купол на Чукотке и Асачинское на Камчатке.

Заключение. Признаками синрудности и рудоформирующей роли субвулканических тел являются: сопряженное размещение их и рудных тел в зонах (или вблизи) глубинных магмо- и флюидопроводников; размещение рудных тел только в определенных участках висячих экзоконтактов этих интрузий; наличие упорядоченной, относительно интрузий, температурной, минеральной и геохимической зональности отложения минерализации; частичное наложение метасоматоза и рассеянной рудной вкрапленности на их эндоконтактовые зоны. Масштабы рудоотложения определяются качеством (непроницаемостью) экранов; высокой тектонической подготовленностью рудовмещающих структур; динамичностью развития магмо-флюидопроводников; размерами (ресурсом тепловой энергии) синрудных рудоформирующих субвулканических тел.

Литература

1. Фаворская М.А. Основные проблемы связи оруденения и магматизма. М.: Недра, 1987. 126 с.
2. Cathles L.M. // *Economic Geology*, 1977. v. 72. N 5. P. 804-826.
3. Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами (концептуальные, экспериментальные и численные модели). Новосибирск: Издательство СО РАН, 1996. 184 с.
4. Нерода О.Н., Остапенко Н.С. Особенности локализации рудопроявления золота Желтунак в Тыгда-Улунгинском золотоносном узле (Верхнее Приамурье, Россия) // Золото северного обрамления Пацифика: II Международный горно-геологический форум. Магадан, 3–5 сентября 2011 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 155-156.
5. Остапенко Н.С., Нерода О.Н. К обоснованию рудоформирующей роли силла дацита на Покровском золоторудном месторождении // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: сб. докл. II Всероссийской научной конференции. Благовещенск, 15-16 октября 2012 г. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2012. С.117-120.
6. Остапенко Н.С., Нерода О.Н. // *Фундаментальные исследования*. 2015. № 2 (27). С. 6050-6054.
7. Власов Н.Г., Дмитренко В.О., Капанин В.П. и др. Приамурская золоторудная провинция // Золоторудные месторождения России / Отв. ред. Константинов М.М. М.: Акварель, 2010. С. 187-212.
8. Остапенко Н.С. Нерода О.Н., Сафронов П.П. // *Тихоокеанская геология*. 2013. Т. 32. № 5. С. 19-34.
9. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. // *ГРМ*. 2003. Т.45. № 1. С. 24-43.

ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА МАЙМИНОВСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

Э.Г. Одариченко¹, odarichenkoella@gmail.com, Л.И. Рогулина¹, rogulina@mail.ru,
В.Ю. Прокофьев², vpr@igem.ru, С.Ю. Культенко³, s_buravleva@yahoo.com

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²ИГЕМ РАН, г. Москва

³ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток

В работе продолжено начатое нами ранее [4, 5] исследование физико-химических условий, отражающих особенности флюидного режима на Майминовском полиметаллическом месторождении.

Географически Майминовское месторождение находится в 35 км к северо-востоку от г. Дальнегорска Приморского края. В геолого-структурном плане оно расположено в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса среди нижнемеловых флюидных пород Таухинского террейна, являющегося фрагментом неокеновой аккреционной призмы [6]. Террейн сложен алевритами и песчаниками с прослоями гравелитов. В северной и центральной части месторождения осадочные породы перекрыты верхнемеловыми эффузивами преимущественно кислого, реже среднего состава.

Рудоносная площадь приурочена к Лидовскому горсту и расположена в зоне сочленения двух крупных тектонических структур: субмеридионального Мономаховского сдвига и северо-западной Смысловской ослабленной зоны [2]. Вмещающие рудную минерализацию породы на значительной площади пропилитизированы. Особенно сильно метасоматический процесс затронул породы, расположенные в пределах разломов и зон повышенной трещиноватости, вплоть до образования кварц-серицитовых метасоматитов.

К настоящему времени на месторождении разведано более 30 жильных рудных тел в осадочных породах (преимущественно песчаниках), а также штокверк Загадка. Рудные тела имеют сложную форму и представлены кварц-сульфидными жилами различной мощности, перемежающимися с прожилково-метасоматическими зонами и оруденелыми зонами дробления в метасоматитах.

Первичные руды месторождения представлены тремя разновозрастными минеральными ассоциациями: пирит-арсенопиритовой, халькопирит-галенит-сфалеритовой и блеклорудно-халькопиритовой, продуктивными являются вторая и третья ассоциации. Менее распространены пирротин и высокосеребряные блеклые руды. Редкие минералы представлены пираргиритом, полибазитом, стефанитом, акантитом, самородными серебром и золотом. Из нерудных минералов преобладает кварц, в подчиненном количестве находятся карбонаты, мусковит, хлорит, флюорит и гейландит [5].

Методами термобарогеохимии изучены пластины, изготовленные из образцов, отобранных на поверхности и в горных выработках Майминовского полиметаллического месторождения. Флюидные включения, пригодные для микротермометрических измерений, обнаружены в сфалерите и кварце рудных зон 1, 9, 10 и 11а этого месторождения. Термобарогеохимические данные получены по кварцу-I и кварцу-II, а также по сфалериту-I и сфалериту-II.

Микротермометрическое исследование индивидуальных включений проводилось в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН на микроскопе Amplival, с длиннофокусным объективом 80x Olympus с использованием измерительного комплекса THMSG 600 Linkam, видеокамеры и управляющего компьютера, а также в Центре коллективного пользования (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН на микроскопе NIKON 100 POL, оборудованным термостатом THMS-600 Linkam. Точность измерений температуры

составляла $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ в интервале температур от -20 до $+20^{\circ}\text{C}$ и снижалась при более высоких и низких температурах. Поправка на давление не вводилась, следовательно, полученные температуры гомогенизации отражают минимальную температуру минералообразования. Состав солей, преобладающих в водных растворах флюидных включений оценивался по температурам плавления эвтектик ($T_{\text{эвт}}$) [1]. Концентрация солей, плотность и давление флюида рассчитывались с использованием программы FLINCOR [7]. Состав газовой фазы флюидных включений определялся на КР-спектрометре Horiba LabRam HR 800, оборудованном встроенным стандартным He-Ne лазером и внешним Ar⁺ лазером в ЦКП ДВГИ ДВО РАН.

Минералого-петрографические исследования позволили выделить две генерации сфалерита: ранний сфалерит-I и поздний сфалерит-II. Ранний, содержащий 6-12,75 мас.% FeO, кристаллизовался после пирита-I и арсенопирита-I и замещается галенитом-I и халькопиритом-I. Поздний, содержащий 3-5 мас.% FeO, находится в парагенезисе с халькопиритом-II и блеклой рудой.

Кристаллы сфалерита-I, удовлетворяющие возможности проведения опытов с флюидными включениями, редки, это связано с их интенсивной темно-бурой окраской. По фазовому наполнению включения в раннем сфалерите разделены на минеральные и флюидные (ФВ): газовой-жидкие и существенно газовые. Среди минеральных включений в рудном микроскопе диагностированы халькопирит и пирротин, размер минеральных включений составляет 10-50 мкм. Газово-жидкие включения размером от 1-2 до 30 мкм имеют овальную, неправильную форму (рис. 1), часто отрицательных кристаллов. Объем газового пузырька в них составляет 20-30% от объема вакуолей. Гомогенизация первичных газовой-жидких включений ($n=15$) в сфалерите-I происходит в интервале температур $228-164^{\circ}\text{C}$ в жидкую фазу. Температуры эвтектики изменяются в интервале от -31 до -26°C , что свидетельствует о хлоридном составе раствора с присутствием в нем ионов Mg, Na и K. Концентрация солей в растворе ФВ 1,0-0,7 мас.% экв. NaCl, плотность флюида $0,83-0,91 \text{ г/см}^3$. Методом Рамановской спектроскопии установить состав газовой фазы газовой-жидких и существенно газовых включений не удалось, вероятно, это связано с ее низкой плотностью.

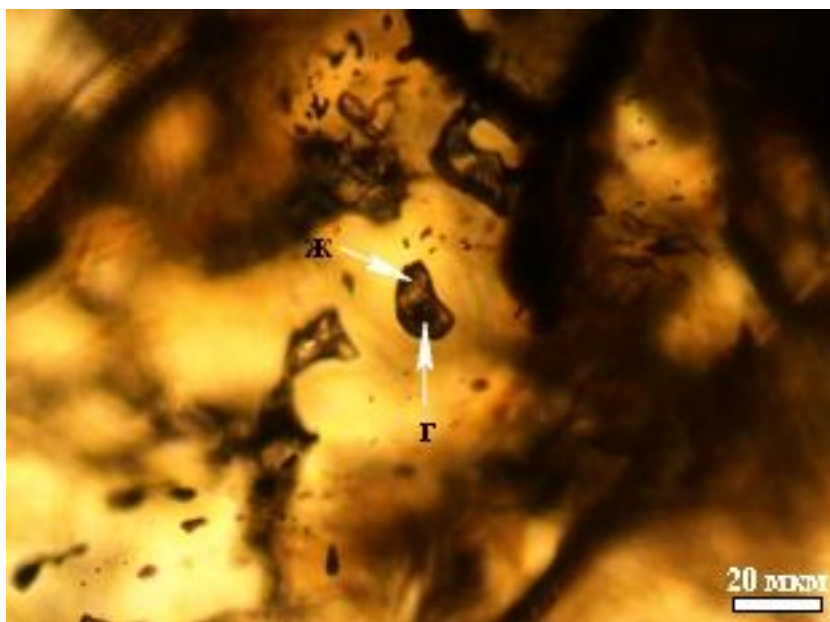


Рис. 1. Первичное включение в раннем сфалерите. Г – газовый пузырек; Ж – жидкость (водно-солевой раствор).

По фазовому наполнению первичные и первично-вторичные включения в сфалерите-II – двухфазовые и состоят из прозрачной жидкости и газового пузырька объемом 20-35% от объема вакуолей. Размер ФВ от 10 до 70 мкм, чаще всего они имеют неправильную, удлиненную форму, иногда форму отрицательного кристалла. Гомогенизация ФВ ($n=16$) происходит в жидкую фазу в интервале температур $135-162^{\circ}\text{C}$. Температуры эвтектики лежат в интервале от -29 до -22°C , что свидетельствует о хлоридно-карбонатном составе раствора с

присутствием в нем ионов Na, K, и Mg. Концентрация солей в растворе ФВ 2,1-0,7 мас.% экв. NaCl, плотность флюида 0,92-0,94 г/см³.

Кварц представлен, по крайней мере, тремя генерациями. Ранний кварц-I образует совместные прожилки с ранними арсенопиритом и пиритом. Кварц-II ассоциирует с первичной вкрапленностью и прожилками халькопирит-галенит-сфалеритового состава. Поздний кварц-III образует метазерна в межзерновых пустотах и скрытокристаллические агрегаты по прожилкам, секущим рудную минерализацию, включения в нем не изучались.

Первичные ФВ в кварце-I немногочисленны и состоят из прозрачной жидкости и газового пузырька объемом 35-45% от объема вакуолей. Размер ФВ от 1-2 до 20 мкм. Форма ФВ – удлинённая, редко в виде отрицательного кристалла. Для первичных ФВ в кварце-I характерно совместное нахождение с существенно газовыми включениями, что указывает на гетерогенизацию (вскипание) минералообразующих растворов (рис. 2). Гомогенизация первичных ФВ происходит при температуре 364°C (n=5) в жидкость. Температура эвтектики составляет -48°C, что свидетельствует о хлоридном составе раствора с присутствием в нем ионов Ca. Концентрация солей в растворе ФВ 1,0 мас.% экв. NaCl, плотность флюида – 0,54 г/см³. Давление флюида – 185 бар, вводить поправку на давление не требуется, поскольку, согласно [3], в момент консервации ФВ флюид находился на кривой двухфазового равновесия. По данным Рамановской спектроскопии газовая фаза ФВ включений состоит из CO₂ и CH₄. Волновое число линии для CO₂ составляет 1284 см⁻¹ и 1388 см⁻¹, Δ равна 104 см⁻¹, что по данным [9] соответствует плотности CO₂ 0,62-0,65 г/см³. Волновое число линии для CH₄ – 2916 см⁻¹.

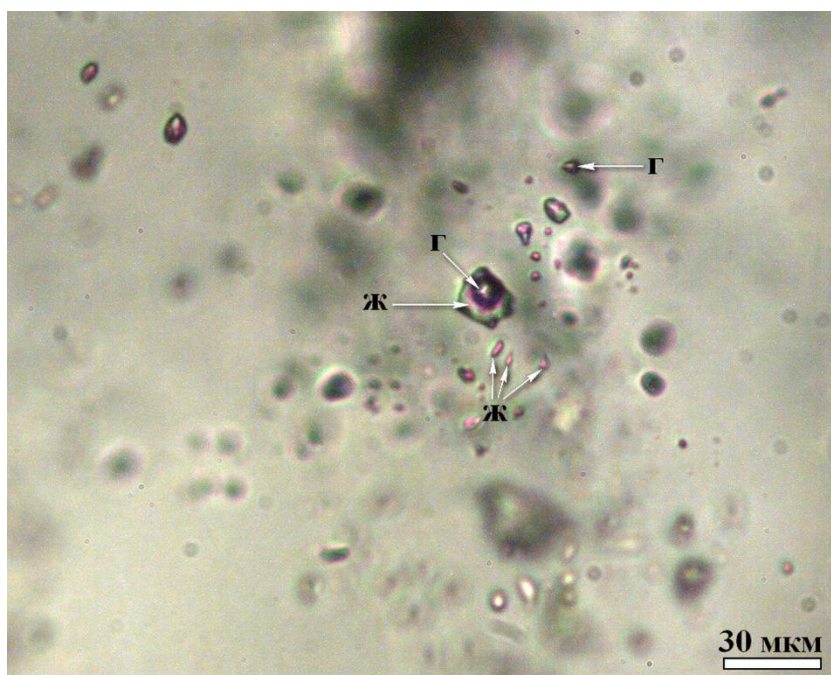


Рис. 2. Первичные включения в раннем кварце: газопо-жидкое, газопо-е и группа однофазовых жидких.
Г – газ; Ж – жидкость (водно-солевой раствор).

Первичные и первично-вторичные ФВ в кварце-II двухфазовые (прозрачная жидкость + газ), размером от 10 до 30 мкм. Объем газового пузырька составляет 20-30% от объема вакуолей. Форма ФВ – округлая, удлинённая, неправильная, редко в виде отрицательных кристаллов. Для ФВ в кварце-II также отмечена гетерогенизация рудообразующего флюида, проявляющаяся в сосуществовании в зонах роста кристалла газопо-жидких, существенно газовых и однофазовых жидких включений. Гомогенизация ФВ (n=29) в жидкость происходит в интервале температур 186-244°C. Температуры эвтектики ФВ изменяются в интервале от -49 до -27°C, что говорит о хлоридном составе раствора с присутствием в нем ионов Ca и Mg. Концентрация солей в растворе ФВ 11,3-0,3 мас.% экв. NaCl, плотность флюида – 0,84-0,91 г/см³, его давление – около 30 бар. По данным Рамановской спектроскопии в составе газопо-

фазы ФВ установлены CO_2 , CH_4 и H_2O (liquid). Мольные доли углекислоты и метана составляют 0,89 и 0,11 соответственно. Значения относительных романовских сечений для CO_2 – 1,0 и 1,5, а для CH_4 – 7,5 [8]. Волновое число линии для CO_2 составляет $1285,4 \text{ см}^{-1}$ и $1388,3 \text{ см}^{-1}$, Δ равна $102,9 \text{ см}^{-1}$, что отвечает плотности CO_2 0,06-0,2 г/см³.

На основании проведенного изучения флюидных включений в сфалерите и кварце Майминового полиметаллического месторождения можно сформулировать следующие выводы:

1. Сфалерит отлагался в условиях снижения температуры от 228 до 135°C из хлоридного и хлоридно-карбонатного растворов с растворенными в них ионами Na, K, и Mg. Концентрация солей в растворе ФВ 2,1-0,7 мас.% экв. NaCl, плотность флюида 0,83-0,94 г/см³.

2. Отложение кварца-I и кварца-II происходило при снижении температур от 364 до 186°C из хлоридно-водного флюида, содержащего ионы Ca и Mg, концентрация солей в растворе ФВ варьировала от 11,3 до 0,3 мас.% экв. NaCl, плотность флюида изменялась в пределах 0,54-0,91 г/см³. По мере снижения температуры давление флюида уменьшалось от 185 до 30 бар.

3. В кварце встречены ассоциации газовой-жидких и газовых включений, свидетельствующих о гетерогенизации флюидов, что является доказательством вскипания минералообразующих растворов в момент отложения рудного вещества. Низкие давления характерны для приповерхностных (малоглубинных) условий.

4. В составе газовой фазы ФВ в кварце установлены CO_2 , CH_4 и H_2O (liquid). Мольные доли углекислоты и метана составляют 0,89 и 0,11 соответственно. Наличие метана указывает на присутствие органического вещества, что согласуется с геологическими данными.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00069 и Комплексной программы ФНИ ДВО РАН «Дальний Восток» проект № 18-2-001.

Литература

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16-27.
2. Михайлов В.А. Магматизм вулканогенно-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. 172 с.
560с.
4. Рогулина Л.И., Одариченко Э.Г., Пахомова В.А. Физико-химические условия образования Майминового месторождения (Дальнегорский район) // IV Всероссийская научная конференция «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии» Благовещенск, 2016. С. 108-111.
5. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н. Благороднометаллическая минерализация полиметаллических руд Майминового месторождения (Приморье) // Записки РМО. 2010. Часть 138. Выпуск 5. С. 29-40.
6. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симоненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Тезисы XXX Тектонического совещания. М., 1997. С. 240-243.
7. Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Miner., 1989. V. 74. P. 1390-1393.
8. Burke E.A.J. Raman microspectrometry of fluid inclusions // Lithos, 2001. Vol. 55, p. 139-158.
9. Frezzotti M.L., Tecce F., Cassagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration 112 (2012). P.1-20.

ФАКТОРЫ, БЛАГОПРИЯТСТВОВАВШИЕ ФОРМИРОВАНИЮ КРУПНООБЪЕМНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА АЛБЫН В ВЕРХНЕСЕЛЕМДЖИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (ПРИАМУРЬЕ)

Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода, ostapenko_ns@mail.ru

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

Албынское месторождение является составной частью Харгинского рудного поля, в котором также размещается разрабатывавшееся в прошлом Харгинское жильное золото-шеелит-кварцевое месторождение. Рудное поле (рис. 1), сложено дислоцированными метаморфизованными терригенными породами условно палеозойского возраста афанасьевской, таламинской и златоустовской свит, слагающими северное крыло крупной купольной складки. Залегание пород осложнено разломами широтной и меридиональной ориентировки. Терригенные породы вмещают внедрившиеся в среднепалеозойское время силлообразные магматические тела мощностью от 10 до 100 м состава габбро и габбродiorитов златоустовского комплекса и секущие крутозалегающие дайки диоритовых порфириров и кварц-полевошпатовых порфириров раннемелового возраста.

Золоторудная минерализация представлена двумя морфологическими типами [1]. К первому типу отнесена протяженная зона метасоматически измененных пород субширотного простирания шириной от 50–100 до 400 и более метров, общей протяженностью около 4,5 км. На слюдисто-альбит-кварц-карбонатные метасоматиты наложена прожилковая и вкрапленная золото-сульфидная минерализация. Залегают зона субсогласно падению и простиранию вмещающих пород, погружаясь на север под углами 10°–40°. С висячего бока она контролируется пологим надвигом

В пределах этой зоны метасоматитов, по результатам разведки ГК «Петропавловск» и опробования, выделены несколько рудных тел, каждое мощностью 3–12 м и более. Залегают они сближено, этажно, что позволяет отрабатывать их открытым способом. На кварц-слюдисто-альбит-карбонатные метасоматиты наложена сульфидная вкрапленность и прожилки кварца с пиритом нескольких генераций, пирротином, арсенопиритом, редко галенитом, другими сульфидами и самородным золотом. Количество сульфидов 2%. Часть золота в залежи диспергирована в сульфидах, содержащих его, в среднем, около 50 г/т [2], но большая его часть присутствует в виде вкрапленных частиц 0,07–0,5 мм. Второй тип золотой минерализации представлен малосульфидными золото-арсенопирит-кварцевыми с шеелитом жилами. На месторождении они встречаются разрозненно, как вблизи, так и на удалении от пологозалегающей рудоносной метасоматической зоны. Мощность жил 0,1–1,2 м. Залегание их крутое (угол 40°–80°) с падением на юг и юго-восток. Золото в них более крупное, концентрируется в рудных столбах.

Основные ресурсы золота сосредоточены в рудных телах метасоматической зоны со средними его содержаниями 1–4 г/т. Из всех жильных тел Харгинского рудного поля за 40 лет (до 1955 года) старательским и шахтным способом было добыто около 7,0 т золота, а, начиная с 2012 года, открытым способом из прожилково-вкрапленных руд Албынской зоны метасоматитов на Албынском руднике ежегодно добывается около 4 т золота (<http://www.petropavlovsk.net>). Высокая эффективность отработки этого крупнообъемного месторождения, как и аналогичного Маломырского месторождения в этом же рудном районе, и стабильная обеспеченность рудников разведанными запасами диктует необходимость поисков и вовлечения в отработку новых подобных рудных объектов. Для этого необходимо знать основные геологические условия и факторы, обеспечившие формирование таких месторождений, а также их генезис. Рассмотрим их на примере месторождения Албын.

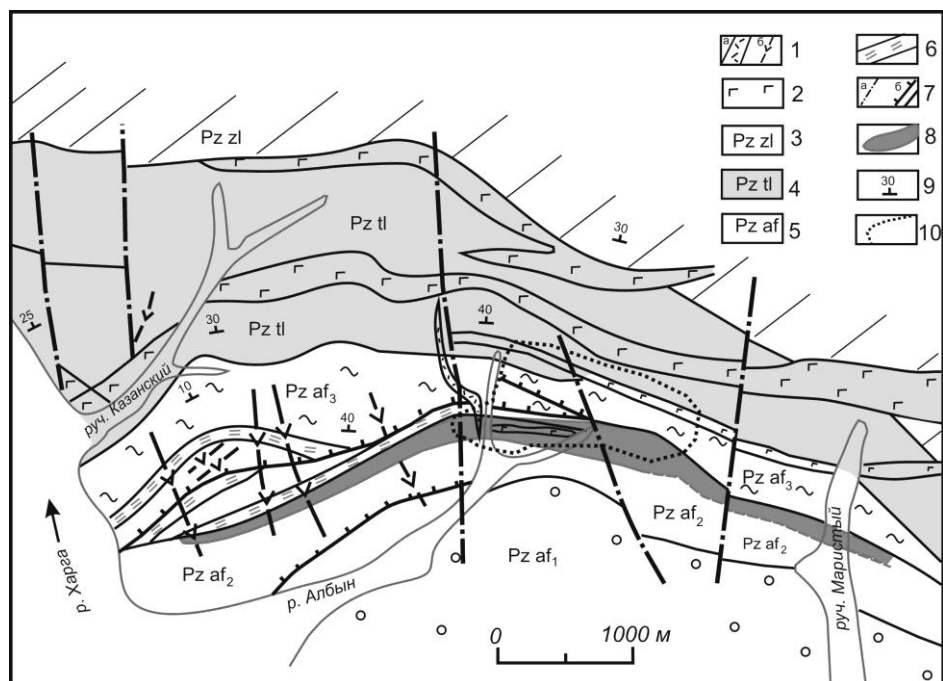


Рис. 1. Схема геологического строения Албынского месторождения (по Ю.П. Цыпукову с дополнениями авторов). 1 – дайки порфиров (а) и порфиринов (б) K_1 ; 2 – силлы габбро и диоритов златоустовского комплекса Pz_3 ; 3-5 – отложения палеозоя: 3 – златоустовская свита: углеродистые аргиллиты с карбонатным и вулканитовым материалом и пачкой вулканитов основного состава в основании; 4 – таламинская свита: углеродистые алевролитовые, аргиллитовые, алевро-псаммитовые сланцы, пласты песчаников и линзы кремнисто-карбонатного состава; 5 – афанасьевская свита: черные карбонатсодержащие углеродистые сланцы алевро-пелитовые в переслаивании с карбонатными сланцами (af_3); переслаивание карбонатных алевритовых сланцев с аргиллитовыми и карбонат-кремнистыми (af_2); аналогичные сланцы с линзами кремнистых сланцев и метапесчаников; 6 – маркирующий горизонт (m~ 30 м) глинисто-карбонатных сланцев в основании подсвиты af_3 ; 7 – разломы субмеридиональные (а), субширотные (б); 8 – Албынская зона рудоносных метасоматитов; 9 – элементы залегания; 10 – карьер.

Анализ имеющихся геологических материалов и карт масштабов 1:200000 – 1:25000 и материалов наших исследований по Харгинскому узлу позволяет отметить положительную роль в рудолокализации стратиграфических, литологических, структурных и магматических факторов.

Стратиграфический и литологический факторы. На месторождении Албын все проявления или тела обоих отмеченных морфологических типов золоторудной минерализации приурочены к метаморфизованным отложениям афанасьевской свиты, а основные ресурсы золота сосредоточены в отложениях ее промежуточной подсвиты. Последняя сложена относительно более грубозернистыми алевритистыми сланцами, переслаивающимися с аргиллитовыми и кремнисто-карбонатными сланцами общей мощностью около 600 м. Ю.П. Цыпуков (1985ф) полагает, что исходная мощность подсвиты меньше. На западном фланге она увеличена вследствие чешуйчатых надвигов (то есть, скупивания тектонических пластин). Выше в разрезе залегают преимущественно черные алеврито-пелитовые углеродсодержащие сланцы верхней подсвиты. Эти перекрывающие породы, а также вышележащие существенно сланцевые отложения талыминской свиты, для Албынской рудоносной зоны мы рассматриваем в качестве мощного слабопроницаемого литологического экрана. Рудовмещающие породы промежуточной подсвиты подстилаются толщей переслаивания углеродистых аргиллитных, реже, алевролитовых сланцев и кремнисто-карбонатных пород с линзами существенно кремнистых сланцев нижней подсвиты. Судя по литологии, а также по меньшей нарушенности при формировании надвига, эта толща несколько менее проницаема для флюидов.

Структурные факторы. Положительное влияние на локализацию рудоносных метасоматитов оказывали складчатые и разрывные структуры в их тесном пространственном сопряжении.

Положительная роль Албынской антиклинали. Эта структура, размещающаяся в вершине одноименного ручья, осложняет пологое северное крыло широтного Эльгоканского купола (антиклинали), ядро которого сложено толщей пород нижней подсвиты афанасьевской свиты. Простираение оси Албынской антиклинали субмеридиональное с пологим погружением пород в северных румбах. Маркирующий горизонт метаморфизованных глинисто-карбонатных сланцев мощностью около 30 м, выделенный Ю.П. Цыпуковым по границе средней и верхней подсвит афанасьевской свиты, своим изгибом в плане отчетливо подчеркивает эту структуру (см. рис. 1). Ширина складки составляет 4,5 км. Разведка месторождения показала, что основные рудные тела сосредоточены в приосевой части антиклинали.

Разрывные нарушения. Албынская антиклиналь осложнена пологим надвигом и нарушена серией субмеридиональных и субширотных разрывов крутого залегания. Пологий субширотный надвиг на площади Албынского месторождения развивался по границе пород различной компетентности, соответствующих средней и верхней подсвитам афанасьевской свиты. Западное крыло Албынской антиклинали более нарушено. Вследствие чешуйчатых срывов, здесь наблюдается 2–3 его ветви, пересекаемые крутопадающими в южных румбах близширотными нарушениями. Золоторудная минерализация отмечена на отдельных участках тех и других на глубинах до 200–250 м от поверхности. Но основные из выявленных рудных тел Албынской залежи располагаются вблизи осевой части антиклинали. Здесь установлена лишь одна ветвь надвига и, следовательно, сланцевый экран сохранил свою низкую проницаемость.

Наиболее рудоносен именно центральный приосевой блок складки. Он ограничен крутозалегающими субмеридиональными разломами – Дайковым с запада и Меридиональным с востока. Эти разломы, несомненно, были главными флюидопроводниками, а широкая приосевая часть Албынской антиклинали – основным коллектором глубинных металлоносных флюидов. Отметим, что на северном продолжении Дайкового магмо- и флюидопроводящего разлома, в зоне его влияния, размещены наиболее продуктивные жилы Главная и Шеелитовая Харгинского месторождения, отработанные до глубин 180 и 320 м, соответственно.

Магматический фактор. На Албынском месторождении, как и на территории Харгинского узла, присутствуют интрузивные тела двух возрастов – верхнепалеозойского и мелового. Первый представлен силлообразными телами габбро-диоритов среднекарбонового возраста златоустовского комплекса. Их мощность варьирует от нескольких метров до 100–400 м. Они залегают согласно со слоистостью пород, иногда на флангах принимают секущее положение. Вместе с вмещающими породами базиты метаморфизованы в зеленосланцевой фации. При этом они перекристаллизованы в эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы. Местами в них наблюдаются реликты массивных габбро, диоритов и плагигранитов.

Интрузивные тела мелового возраста представлены дайками диоритовых порфиритов, фельзитов, кварц-полевошпатовых порфиров. Они имеют чаще субмеридиональное простираение, тяготеют к разломам этого направления, подчеркивая их глубинность. И если кварцевые жилы и метасоматиты иногда накладываются на тела раннего магматического комплекса, то дайки мелового комплекса пересекают и те, и другие, то есть являются отчетливо послерудными [3]. Вместе с тем, ареалы даек пространственно совмещаются с проявлениями рудной минерализации.

Генезис золоторудной минерализации. Вопрос о возрасте и генезисе золоторудных месторождений Верхнеселемджинского золоторудного района дискуссионен. Исследователями высказывались два альтернативных взгляда на эти вопросы – о связи оруденения с процессами динамометаморфизма пород и его палеозойском возрасте (В.А. Буряк, Г.И. Неронский, С.Г. Парада, Ю.П. Цыпуков и др.) и парагенетической связи оруденения с магматизмом мелового времени и его магмато-гидротермальном генезисе.

Наши наблюдения показывают, что оруденение значительно оторвано во времени от этапа внедрения тел габброидов златоустовского комплекса и этапа динамометаморфизма вмещающих пород. Вместе с тем, в границах Харгинского узла и одноименного рудного поля наблюдается пространственное совмещение рудоносных площадей с ареалами распространения

малых интрузий мелового возраста. И хотя эти тела являются послерудными (так как пересекают сульфидно-кварцевые жилы и золотоносные метасоматиты), их поля имеют с минерализацией единый тектонический контроль – узлами пересечения глубинных разломов широтного и меридионального простирания. Установлено [2], что фоновые содержания золота и сопутствующих ему в рудах элементов в неизменных породах указанных свит рудного поля околоскарповые (1 мг/т), как и в палеозойских породах вышележащих свит (сагурской, токурской и экимчанской), вмещающих золотоносные жилы Токурского и Сагурского месторождений. В дайках фоновые содержания золота несколько выше (2–3 мг/т). Жилы Токурского месторождения, также как Харгинского и Албынского, многостадийны, состав сульфидов в них тот же, и они так же пересекаются дайками порфириров и плагиопорфиоров мелового возраста. Прецизионным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по адуляру, отобранному из продуктивного парагенезиса золото-кварцевых жил Токурского месторождения, установлен определенно раннемеловой возраст минерализации (122 ± 1.2 млн. лет [4]), близкий времени формирования малых интрузивных тел унериканского магматического комплекса Верхнеселемджинского рудного района. Изложенное позволяет считать более вероятной для Харгинского рудного узла парагенетическую связь золотого оруденения и даек с единым флюидогенерирующим глубинным магматическим очагом мелового времени.

Выводы

В заключение, отметим основные условия формирования и факторы, приведшие к локализации этого крупнообъемного месторождения золота на гипабиссальном уровне. Складчато-разломная рудолокализирующая структура месторождения формировалась в два этапа. В верхнем палеозое, при общей коллизии крупных геоблоков, сформировались крупная купольная Эльгоканская антиклиналь и осложняющая ее северное крыло локальная Албынская антиклиналь, а также субмеридиональные и широтные соскладчатые разломы и надвиг. Слагающие территорию терригенные толщи и силлы базитов были динамометаморфизованы в зеленосланцевой фации. В позднем мезозое широко проявилась тектоно-магматическая активизация структур – сформировался глубинный магматический очаг, подновились и возникли новые разломы и, как следствие, возникли надочаговые магмо- и флюидопроводники.

Прожилково-вкрапленное оруденение месторождения Албын сформировалось в одноименной антиклинальной структуре, сопряженной с узлом пересечения субмеридиональных и близширотных магмо- и флюидопроводящих разломов. Мощный сланцевый экран способствовал накоплению магматогенных флюидов в ненарушенной приосевой части этой складки среди наиболее проницаемых пород средней подсвиты афанасьевской свиты, метасоматозу пород и отложению вкрапленной и прожилковой минерализации. В нарушенной западной периферии складки и севернее, на выклиниваниях, оперяющих флюидопроводники, мелких нарушений, формировались золото-шеелит-кварцевые и золото-кварцевые жилы Харгинского рудного поля. Изложенные факторы и вытекающие из них критерии являются основой для локального прогноза новых аналогичных крупнообъемных рудных объектов в Верхнеселемджинском и других рудных районах с близкой историей геологического развития.

Литература

1. Остапенко Н.С. Основные факторы и механизмы эндогенной концентрации золота (на примере месторождений Приамурья). Автореф. дис. док. геол.-мин. наук. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2007. 46 с.
2. Остапенко Н.С., Чупряева Н.П., Рождествина В.И., Радомский С.М. Минеральные парагенезисы месторождения Албын // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии [сб. докл.]. Благовещенск, 2012. С. 121-123.
3. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
4. Сорокин А.А., Остапенко Н.С., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст адуляра из жил золоторудного месторождения Токур (Монголо-Охотский орогенный пояс, Россия): результаты датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом. // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 3. С. 297–304.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕПЕРМСКОЙ БЕРЕИНСКОЙ СВИТЫ ПРИАМУРСКОГО ФРАГМЕНТА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Смирнов Ю.В., smirnova@ascnet.ru

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г.Благовещенск

Нора-Сухотинский террейн в российской геологической литературе рассматривается в качестве северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского пояса [1, 2]. По существующим представлениям он разделяет Аргунский и Бурей-Цзямусинский континентальные массивы (супертеррейны) и сложен фаунистически не охарактеризованными вулканогенно-осадочными комплексами, условно относимыми к верхнему протерозою, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура, девона, карбона и перми [2, 3]. Эти образования прорваны разновозрастными и разнообразными по составу магматическими комплексами.

Вулканогенно-осадочные, терригенные и терригенно-карбонатные отложения Нора-Сухотинского террейна практически полностью перекрыты кайнозойскими отложениями Амуро-Зейской впадины, что создает огромные трудности для их изучения. Кроме того, это привело к тому, что в пределах различных участков (фрагментов) рассматриваемого террейна стратифицированные подразделения выделяются в качестве самостоятельных свит и их корреляция весьма условна.

В данном сообщении приведены первые результаты минералого-геохимических исследований метатерригенных пород (алевропесчаников и мелко-среднезернистых песчаников) нижнепермской береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна (в бассейне р. Белая). Береинская свита впервые была выделена в 1957-1959 годах Г.П. Леоновым и Е.М. Сергеевым на левобережье р. Амур в бассейнах рек Берея, Белая и Громотуха [4]. Породы свиты залегают с размывом на силурийских и девонских отложениях. Нижнепермский возраст береинской свиты определен на основании растительных остатков.

Метапесчаники береинской свиты серого цвета с бластопсаммитовой мелко-среднезернистой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал (0.10-0.40 мм) полуугловатой и полуокатанной форм и представлен кварцем (до 25%), полевыми шпатами (до 20%), чешуйками мусковита (до 5%), хлорита (ед. чешуйки), микрокварцитами (ед. зерна). Цемент базальный слюдисто-кремнистого состава. Аксессуары: циркон, апатит, рудные минералы, гидроокислы железа. Метаалевропесчаники серого и темно-серого цвета. Структура бластоалевропсаммитовая (0.05-0.20 мм), текстура массивная. Обломочный материал полуугловатой и полуокатанной формы: кварц – 15-25%, полевые шпаты – 20-30%, микрокварцит – ед. зерна. Среди слюд присутствует мусковит – 5-10%, биотит – до 5%, хлорит – до 5%. Цемент базальный слюдисто-кремнистый. Аксессуары: рудные, циркон, апатит, сфен, гранат, гидроокислы железа.

Метатерригенные породы береинской свиты характеризуются слабо варьирующими концентрациями основных породообразующих компонентов (мас. %): SiO_2 (63.32-71.47); TiO_2 (0.76-0.90); Al_2O_3 (14.65-18.84); Fe_2O_3^* (3.33-8.73); MgO (0.72-1.87); CaO (0.30-2.86); Na_2O (0.24-0.70); K_2O (2.13-3.41).

Метапесчаники и метаалевропесчаники имеют низкие значения величин $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$, $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ и на классификационной диаграмме, предложенной Ф.Дж. Петтиджоном с соавторами [5], соответствуют аркозам. Аналогичный вывод следует из анализа диаграммы $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ [5].

Для геохимической типизации метатерригенных пород береинской свиты применялись диаграммы нормированных концентраций элементов на состав хондрита [6] и верхней континентальной коры [7]. Суммарная концентрация редкоземельных элементов в отложениях береинской свиты находится в пределах 111-178 мкг/г при умеренно дифференцированном спектре РЗЭ ($[La/Yb]_n=9.85-16.24$; $[Gd/Yb]_n=1.78-2.61$) и отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0.57-0.69$).

Метапесчаники и метаалевропесчаники характеризуются верхнекоровыми содержаниями большинства микроэлементов при дефиците Nb (10-15 мкг/г); Ta (0.52-0.92 мкг/г); Sr (193-338 мкг/г); Y (9-12 мкг/г); Yb (1.34-1.70 мкг/г).

Для выявления состава пород питающих провинций использовались парные и тройные дискриминационные диаграммы, основанные на содержании и соотношении основных петрогенных компонентов и микроэлементов. Положение фигуративных точек состава метатерригенных пород береинской свиты на диаграммах Hf-La/Th [8, 9], La/Sc-Th/Co [10], Nb/Y-Zr/TiO₂ [11], F1-F2 [12] указывает на то, что в области сноса присутствовали породы кислого и среднего состава.

Химический состав осадочных пород является чутким индикатором палеотектонических обстановок накопления. В данной работе использовались наиболее известные и апробированные диаграммы. Так на диаграммах (Fe₂O₃*+MgO)-Al₂O₃/SiO₂ и (Fe₂O₃*+MgO)-TiO₂ [13] метапесчаники и метаалевропесчаники береинской свиты отвечают полям осадков, накопление которых происходило в обстановках континентальных и океанических островных дуг. На диаграммах Th-La, Co-Th-Zr/10, Th-La-Sc, Sc-Th-Zr/10 [14] фигуративные точки состава рассматриваемых метатерригенных пород также лежат преимущественно в поле континентальной (энсиалической) островной дуги. Однако, учитывая присутствие в составе свиты растительных остатков [4], то магматическую и тектоническую активность пород береинской свиты, выразившуюся в геохимическом составе, можно объяснить коллизионными процессами.

Таким образом, проведенные исследования метапесчаников и метаалевропесчаников нижнепермской береинской свиты позволяют предполагать, что вероятными источниками сноса для них послужили породы кислого и среднего состава, а их накопление происходило в обстановке коллизии.

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву) за выполнение аналитических исследований.

Литература

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – 572 с.
3. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. – Хабаровск: ХГГГП, 1994.
4. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Лист М-52 (Благовещенск). Третье поколение. Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
5. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. – М.: Мир, 1976. – 535 с.
6. McDonough, Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120, Iss. 3–4. P. 223–253.
7. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
8. Gu X.X. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994. V. 58. P. 4615–4631.
9. Nath B.N., Kunzendorf H., Pluger W.L. Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratios of the finegrained fraction of the bedload sediments from the Vembanad lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India // Journal of Sedimentary Research. 2000. V. 70. № 5. P. 1081–1094.
10. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of

shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chemical Geology. 2002. V. 191. P. 305–327.

11. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325–343.

12. Roser B.D., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determinate using discriminant function analysis of major-element data // Chemical Geology. 1988. V. 67. P. 119–139.

13. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.

14. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 92. P. 181–193.

УДК 55(1/9)

ИСТОЧНИКИ СНОСА И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАГДАГАЧИНСКОЙ ТОЛЩИ ЧАЛОВСКОЙ СЕРИИ АРГУНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Смирнова Ю.Н., smirnova@ascnet.ru

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г.Благовещенск

Аргунский (Аргун-Идермегский) континентальный массив один из наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В его «основании» обычно выделяют [1] ранне- и позднедокембрийские магматические и метаморфические комплексы, хотя существование первых ставится под сомнение результатами целенаправленных геохронологических исследований, выполненных в последние годы [2-6]. В отношении позднепротерозойских образований определенности больше. Так, сравнительно недавно в строении Аргунского континентального массива были выявлены интрузивные массивы с неопротерозойскими возрастами (927-737 млн лет) [7]. Также обращает на себя внимание присутствие значительного количества обломочных цирконов позднепротерозойского возраста, выявленных в палеозойских и мезозойских осадочных породах [8-9]. Однако представления о позднепротерозойском этапе формирования Аргунского массива весьма условны и требуют уточнения. В этой связи были проведены комплексные минералогические и геохимические исследования метатерригенных отложений условно раннепротерозойской [10-11] или рифейской [12] магдагачинской толщи чаловской серии, а также U-Pb (LA-ICP-MS) исследование детритовых цирконов.

Магдагачинская толща выделена в бассейнах рек Луговая и Магдагачи (правый приток р. Ольга, бассейн р. Амур). В ее составе преобладают сланцы альбит-роговообманковые, альбит-биотитовые, эпидот-роговообманковые, мусковит-биотитовые, мусковит-хлорит-биотитовые, биотитовые, хлорит-биотит-альбитовые, андалузит-биотитовые гранатсодержащие переслаивающиеся с метатерригенными породами и метабазами [12]. Общая мощность толщи более 1320 м. В составе магдагачинской толщи были изучены метапесчаники и метаалевролиты, отобранные в бассейне р. Магдагачи. Метапесчаники светло-серого и темно-серого цвета с массивной текстурой и бластопсаммитовой мелкозернистой структурой. Обломочный материал размером от 0.10 до 0.20 мм угловатой и полуугловатой форм и представлен кварцем – 40-45%, плагиоклазами (альбитом – 15-40%, олигоклазом – до 20%), эпидотом – до 15%, клиноцоизитом – до 5%, актинолитом – до 5%, хлоритом – до 5%, биотитом – до 3% и КППШ – до 3%. Аксессуары: рудные минералы, циркон, апатит, гранат и сфен. Цемент соприкосновения слюдисто-кварцевого либо кальциевого состава. Метаалевролиты

магдагачинской толщи темно-серого и светло-серого цвета с массивной или кристаллизационно-сланцеватой текстурой и бластоалевритовой структурой. Обломочный материал угловатой, полуугловатой, реже полуокатанной формы: кварц – 25-45%, альбит – 10-40%, олигоклаз – до 20%, эпидот – до 15%, актинолит – до 15%, КППШ – до 10%, обломки сланцев – до 10%, биотит – до 25%, хлорит – до 10%, мусковит – до 10%, клиноцоизит – до 3%. Цемент сопрیکосновения, поровый слюдисто-кварцевый состава либо сопрیکосновения кальциевого состава. Среди аксессуарных минералов выявлены рудные, циркон, апатит, гранат, сфен, ортит, гидроокислы железа.

Метаосадочные породы магдагачинской толщи на классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)\text{-}\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$, предложенной [13], соответствуют грауваккам, литоидным аренитам и аркозам. Граувакковый состав метатерригенных отложений магдагачинской толщи следует из анализа диаграммы $A(\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(K}_2\text{O+Na}_2\text{O+CaO)-F((Fe}_2\text{O}_3\text{+FeO+MgO))/SiO}_2)$ [14], где содержания порообразующих компонентов пересчитаны в молекулярные веса.

Для метапесчаников и метаалевролитов магдагачинской толщи характерны значительные вариации суммы редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE}=72\text{-}259$ г/т). При этом отмечается четко проявленная отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.45\text{-}0.91$) и умеренно дифференцированный спектр распределения лантаноидов ($[\text{La}/\text{Yb}]_n=4.57\text{-}18.40$, $[\text{Gd}/\text{Yb}]_n=1.66\text{-}5.60$) и лишь в трех образцах метаалевролитов величина отношения $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ превышает 25.

Содержания большинства микроэлементов в метатерригенных породах магдагачинской толщи находятся на уровне таковых в верхней континентальной коре при незначительном дефиците Nb (4-15 г/т), Ta (0.32-1.24 г/т). В то время как для Sr, Rb и Ba типичны значительные вариации концентраций 125-1000 г/т, 60-271 г/т и 239-1017 г/т соответственно, что, вероятно, связано с вторичными преобразованиями отложений.

Для реконструкции состава пород питающих провинций применялись диаграммы, основанные на соотношениях содержаний, как макрокомпонентов, так и микроэлементов. В частности, положение фигуративных точек составов большинства исследованных пород на диаграммах $(\text{Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O})$ [15] и $(\text{CaO+MgO})\text{-SiO}_2/10\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O})$ [16], свидетельствует о том, что в области сноса в период осадконакопления доминировали кислые, умеренно кислые и средние по составу первичные породы. К аналогичному выводу приводит и анализ диаграмм Th-La-Sc [17], La/Sc-Th/Co [18] и Nb/Y-Zr/TiO₂ [19].

На следующем этапе исследования был проведен анализ положения фигуративных точек составов метапесчаников и метаалевролитов магдагачинской толщи на тектонических дискриминантных диаграммах. Так метатерригенные породы магдагачинской толщи по содержанию порообразующих компонентов, лежащих в основе диаграмм $(\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO})\text{-Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $(\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO})\text{-TiO}_2$, $(\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO})\text{-Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO+Na}_2\text{O})$ [15], близки к осадкам, формирование которых происходило в обстановках островных дуг и активных континентальных окраин.

Для уточнения источников сноса и определения нижней возрастной границы накопления метаосадочных пород магдагачинской толщи были проведены U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов. Из метаалевролита (обр. Z-30-16) было извлечено 110 зерен. При этом конкордантные оценки возраста получены для 86 зерен циркона. Среди них доминируют ордовикские (484-448 млн лет, 13%), кембрийские (541-488 млн лет, 63%), вендские (556-542 млн лет, 7%) цирконы. Цирконы с рифейскими и раннепротерозойскими возрастными представлены единичными зернами.

В целом, приведенные данные свидетельствуют о том, что (1) – формирование магдагачинской толщи чаловской серии происходило в обстановке активной континентальной окраины или островной дуги на фоне интенсивной магматической деятельности; (2) – нижняя возрастная граница накопления пород магдагачинской толщи, согласно выявленным наиболее молодым детритовым цирконам ~ 448 млн лет, приходится на поздний ордовик. Учитывая эти данные, а также присутствие в метапесчанике гребневской толщи чаловской серии раннеордовикских цирконов (478 млн лет) [20] и раннеордовикский возраст (476+/-8 млн. лет

[21]) метадацитов исагачинской толщи чаловской серии, можно говорить в целом об ордовикском возрасте чаловской серии; (3) – основными источниками сноса кластического материала для терригенных пород магадагачинской толщи послужили ордовикские и кембрийские гранитоиды и вулканические породы кислого состава [22-25] при участии интрузий позднепротерозойского возраста [7, 26 и др.], широко распространенных в структуре Аргунского континентального массива. Вопрос об источниках детритовых цирконов с возрастом более 1 млрд лет в настоящее время остается открытым.

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву) за выполнение аналитических исследований.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-00150).

Литература

1. Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
2. Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др. Возраст амурской серии Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428. № 5. С. 637–640.
3. Котов А.Б., Сорокин А.А. и др. Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 6. С. 779–783.
4. Котов А.Б., Сорокин А.А. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 424. № 5. С. 644–647.
5. Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.
6. Сорокин А.А., Котов А.Б. и др. Источники позднемезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 72–84.
7. Tang J., Wu W. et al. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: Petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2013. V. 224. P. 597–611.
8. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н. и др. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических (La-ICP-MS) исследований // Геохимия. 2015. № 6. С. 539–550.
9. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А. и др. Геохимия и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зей-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. № 2. С. 127–148.
10. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. – Хабаровск: ХГТТП, 1994.
11. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – 572 с.
12. Козырев С.К., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Издание второе. Зейская серия. Лист N-51-XXIV (Магдагачи). Ред. Чепыгин В.Е. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
13. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. – М.: Мир, 1976. – 535 с.
14. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. – Л.: Наука, 1980. – 152 с.
15. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.
16. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
17. Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1987. V. 51. P. 2401–2416.
18. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325–343.
19. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. // Chemical Geology. 2002. V. 191. P. 305–327.

20. Смирнова Ю.Н. Возраст и источники метатерригенных пород чаловской серии Аргунского континентального массива восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы I Тектонического совещания, 30.01.2018 - 03.02.2018, г. Москва: [сб. докл.]. М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 202-205.
21. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В. и др. Раннепалеозойский возраст исагачинской толщи чаловской серии Гонжинского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457. № 3. С. 323-326.
22. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. и др. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 414-424.
23. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Кембрий-ордовикская диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): U-Pb геохронологические и геохимические данные // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472. № 3. С. 326-332.
24. Ge W., Wu F. et al. Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Ergun block in the northern part of the Da Hinggan Range // Chinese Science Bulletin. 2005. V. 50. P. 2097-2105.
25. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 41. P. 1-30.
26. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. и др. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 4. № 6. С. 3-15.

УДК 55(1/9)

ГЕОХИМИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СРЕДНЕЮРСКОЙ ВЕРХНЕДОЛОХИТСКОЙ ПОДСВИТЫ СТРЕЛКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

Ю.Н. Смирнова, smirnova@ascnet.ru, В.А. Заика, zaikava@ignm.ru,
А.Ю. Кадашникова, askad7497@mail.ru

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Монголо-Охотский складчатый пояс один из крупнейших структурных элементов Азии, вопросы его эволюции ещё не решены. По настоящее время наиболее дискуссионными в среде ученых являются вопросы о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов. Одним из источников информации, позволяющей внести определенный вклад в решение этого вопроса, являются сведения об условиях накопления терригенных пород мезозойских осадочных бассейнов, расположенных в пределах континентальных структур.

В этой связи нами были проведены геохимические исследования среднеюрских метатерригенных отложений, выполняющих Стрелкинскую впадину. Эта впадина вытянута в субширотном направлении почти на 70 км при максимальной ширине 11-14 км. Она граничит по зонам Северо-Турунгрского разлома с Селенгино-Становым супертеррейном на севере, на юге по системе разломов с Монголо-Охотским складчатым поясом [3].

В строении Стрелкинской впадины выделяют [1, 3] следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх). Среднеюрская долохитская свита (расчленена на две подсвиты: нижнедолохитскую, верхнедолохитскую) и позднеюрско-раннемеловая холоджиканскую свиту. Нижнедолохитская подсвита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В составе верхнедолохитской подсвиты преобладают песчаники с редкими прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. Среднеюрский возраст долохитской свиты обоснован находками в низах ее разреза двустворчатых моллюсков *Dacriomya Subjakutica* Polub., *Meleagrinella* (?) sp., аммонитов *Liostrea* (?) sp. ind. Холоджиканская свита сложена конгломератами, гравелитами или песчаниками средне-, грубо-, мелкозернистыми с примесью гравия, углистыми

алевролитами и содержит флору, характерную для позднеюрского-раннемелового времени. Она залегает с разрывом и угловым несогласием на среднеюрских отложениях и на более древних породах района. Мощность свиты 940-2150 м.

Нами были исследованы песчаники, алевролиты и песчаная фракция цемента из конгломератов верхнедолохитской подсвиты. Аналитические исследования выполнены с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН и ICP-MS (Li, Rb, Sr, Ba, REE, Y, Th, U, Nb, Ta, Pb, Zn, Co, Ni, Sc, V, Cr) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН.

Результаты исследований указывают на вариативность геохимического состава пород. В частности, на классификационной диаграмме $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ фигуративные точки составов пород верхнедолохитской подсвиты лежат, преимущественно, в поле вакк, в меньшей степени – аркозов и Fe-песчаников (рис. 1а). Соотношения порообразующих оксидов в породах позволяют предполагать, что их источниками были как магматические (рис. 1б), так и осадочные (рис. 1в) породы, в том числе рециклированные (рис. 1б).

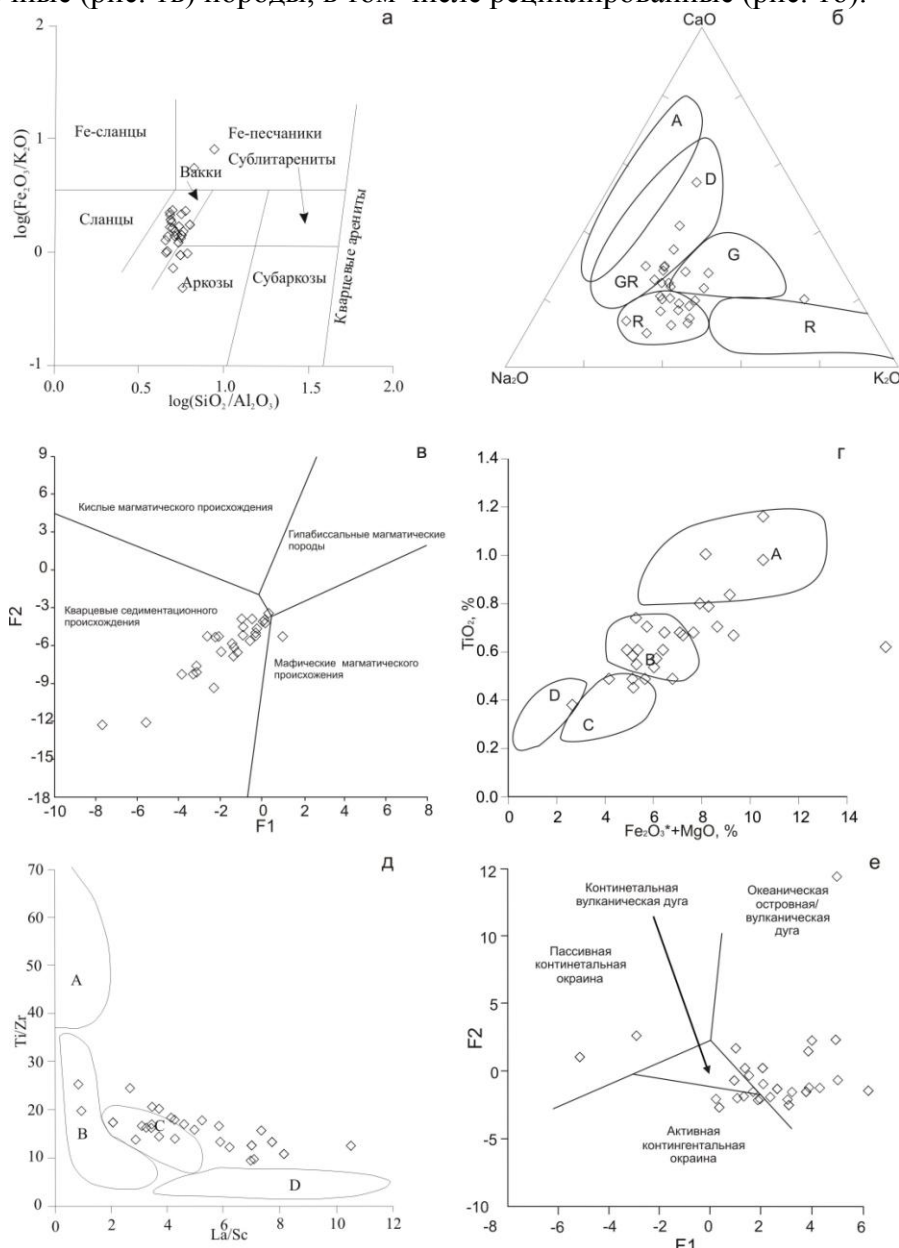


Рис. 1. Диаграммы $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (а) [6], $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ (б) [4], $\text{F1} - \text{F2}$ (в) [7], $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$ (г) [4], $\text{La}/\text{Sc} - \text{Ti}/\text{Zr}$ (д) [4], $\text{F1} - \text{F2}$ (е) [4] для метатерригенных пород Стрелкинской впадины. Fe_2O_3^* – общее железо в виде Fe_2O_3 . Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины.

Распределению редкоземельных элементов в метаосадках верхнедолохитской подсвиты характерно резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, о чем свидетельствует величина отношения ($[La/Yb]_n=12.0-42.0$), и проявленной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0.50-0.95$). В целом, по характеру распределения лантаноидов породы верхнедолохитской подсвиты близки мезо-кайнозойской граувакке по К. Конди [5]. Уровень концентраций большинства литофильных элементов в исследуемых породах соответствует верхнекоровому за исключением некоторого дефицита Nb (до 7 мкг/г), Ta (до 0.6 мкг/г) и, наоборот, незначительного избытка Sr (до 580 мкг/г), Cr (до 85 мкг/г) и V (до 70 мкг/г).

На большинстве тектонических диаграмм, часть из которых приведена на рисунке (рис. 1 г-е), фигуративные точки составов пород верхнедолохитской подсвиты лежат, преимущественно, в поле составов осадков, формирующихся в обстановках активной континентальной окраины и островной дуги на континентальном основании. В тоже время нельзя не отметить, что часть осадочных пород верхнедолохитской подсвиты по своему составу отвечает осадкам пассивной континентальной окраины и островной дуги на океаническом основании.

Таким образом, результаты проведенных исследований свидетельствуют о вариативности химического состава метаосадочных пород среднеюрской верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины. По нашему мнению это связано с широким спектром пород в источниках обломочного материала и является характерной особенностью осадков, образующихся в оротенной обстановке [2].

Авторы благодарят сотрудников Института геологии и природопользования ДВО РАН (А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву) за выполнение аналитических исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-35-00002-мол-а).

Литература

1. Кошеленко В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Становая серия. Лист N-51-XVII. Редактор А.В. Пипич. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 2011.
2. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Сокур Т.М. Синорогенные псаммиты: основные черты литохимии. Литология и полезные ископаемые. 2013. №1. С. 70-96.
3. Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
4. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611-627.
5. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1-37.
6. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. P. 820-829.
7. Murali AV., Parthasarathy R., Mahadevan TM., Sankar Das M. Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments/ A case study on Indian zircons. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1983. V. 47. P. 2047-2052.

**ВКРАПЛЕННАЯ СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЧАЙ-ЮРЬИНСКОГО РАЗЛОМА,
ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ**

В.Ю. Фридовский¹, fridovsky@diamond.ysn.ru, Л.И. Полуфунтикова², pli07@list.ru,
М.В. Кудрин¹, kudrinmv@mail.ru

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

² Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Вкрапленная сульфидная минерализация в терригенных углеродосодержащих толщах широко распространена во многих металлогенических провинциях мира и тесно связана с зонами глубинных разломов. В настоящее время этот тип минерализации приобретает большое практическое значение. На северо-востоке России главные перспективы связываются с вовлечением в освоение вкрапленных золото-сульфидных и золото-кварц-сульфидных месторождений в верхнепалеозойских и нижнемезозойских углеродистых терригенных отложениях. Это подтверждается ростом золотодобычи в начале XXI века, в основном, путем вовлечения в освоение крупнообъемных месторождений, чему, безусловно, способствуют высокие цены на золото и технологические инновации в горнодобывающей промышленности. Несмотря на разнообразие геологических обстановок локализации месторождений для них характерны низкие, но стабильные концентрации золота, связь с орогенными и посторогенными тектоно-магматическими событиями. В ряде случаев отмечается приуроченность крупных золоторудных месторождений региона к зонам региональной сульфидизации. Однако ее генезис и участие в формировании промышленной золотоносности остаются дискуссионными.

Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация изучена в зоне Чай-Юрьинского разлома – одного из крупнейших в Верхояно-Колымской складчатой области. Разлом расположен на границе Иньяли-Дебинского синклинория и Нера-Омчугского антиклинория. Иньяли-Дебинский синклинорий сложен алеволито-глинистыми и турбидитовыми толщами, Нера-Омчугский антиклинорий – терригенными отложениями внешнего шельфа пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского (Сибирского) кратона. Разлом имеет северо-западное, реже близширотное простирание согласное ориентировке складчатых структур. Протяженность разлома около 1000 км. Он выражен широкой (до 7-10 км) зоной интенсивных складчато-разрывных деформаций пород, динамометаморфизма, пиритизации и гидротермальной деятельности, свитами даек кислого, среднего и основного состава, реже к нему приурочены гранитоидные плутоны. Разлом контролирует размещение многочисленных мелких рудопроявлений и крупных россыпных месторождений золота, коренные источники которых не установлены. Чай-Юрьинский разлом является долгоживущим. Установлено его влияние на условия осадконакопления, развитие конседиментационных деформаций; к разлому приурочены современные сейсмические события. В позднеюрское-меловое время по нему происходили разнонаправленные движения. Вертикальная амплитуда смещения составляет 1-3 км, а сдвиговые перемещения превышают несколько километров [1].

Геолого-структурные и минералого-геохимические исследования проведены на участках Делянкирский, Хара-Юряхский и Тинь-Юрюетинский (рис.1). Сульфидная минерализация приурочена к амагматичным зонам интенсивных складчато-разрывных деформаций, значительно удаленных от известных крупных месторождений. Выделяется несколько разновозрастных складчато-разрывных деформаций [2, 3]. Ранние деформации представлены изоклинальными и сжатыми складками с округлыми и острыми замками, шириной от первых десятков сантиметров до первых десятков метров с близгоризонтальными шарнирами. Ранние складки смяты, и поэтому нередко их замки можно наблюдать на крыльях поздних наиболее широко проявленных складок северо-западного и широтного простирания. Это обычно

наклонные, реже лежащие складки. С поздними складками связаны надвиги и взбросы позднеерского-ранненеокового аккреционно-коллизийного этапа развития Верхояно-Колымской складчатой области. Отмечаются также складки ассоциирующие с право- и левосдвиговыми движениями по Чай-Юрьинскому разлому. Как правило, они асимметричные, развиваются на крыльях ранних складок и сопровождаются межслоевыми срывами. В приразломных зонах картируются аксоноклинали с крутыми шарнирами (до 80°).

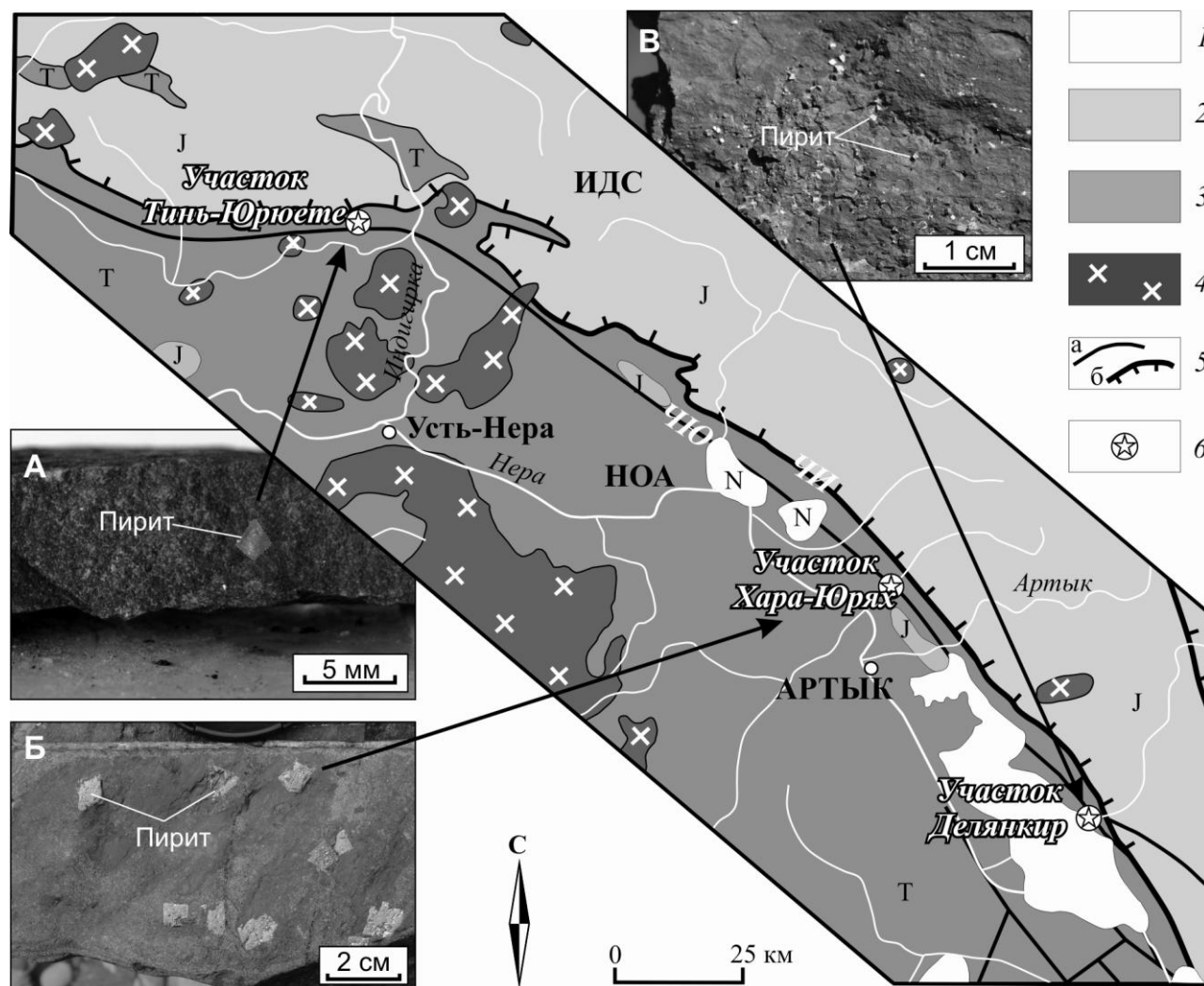


Рис. 1. Схема геологического строения района исследований и пириты вмещающих пород участков Тинь-Юрюете (А), Хара-Юрях (Б), Делянкир (В).

1-3 – отложения: 1 – неогеновые, 2 – юрские, 3 – триасовые; 4 – массивы гранитоидов; 5 – разломы: а – сдвиго-взбросы, б – надвиги; 6 – участки работ. ЧЮ – Чай-Юрьинский разлом, ЧИ – Чаркы-Инди́гирский разлом, ИДС – Инья́ли-Де́бинский синклино́рий, НОА – Нера-Омчугский антиклино́рий.

Сульфидная минерализация представлена обильной вкрапленностью идиоморфных кристаллов пиритов. Размер кристаллов от 0,5-3,0 мм (участки Делянкир, Тинь-Юрюете) до 8-10 мм (участок Хара-Юрях). В зернах пиритов обнаружены идиоморфные включения циркона, микровключения ильменита (часто округлой формы), захваченные в результате роста кристаллов пирита. В пиритах установлены микровключения поздних сульфидов: галенита, халькопирита, сфалерита (рис. 2, В, Г; участок Делянкир).

Исследования состава микровключений проводилось по стандартной методике на сканирующем электронном микроскопе JSM6480LV с энергетическим спектрометром INCA-Energy (аналитик Христофорова Н.И.). Состав пиритов неоднородный, на различных участках в составе пирита фиксируется примесь Ni, Co и Sb от 0,8 до 1,2% (рис. 2, А, Б, Г; табл.). Пириты

участка Тинь-Юрюете отличаются высокой степенью гипергенных изменений и развитием катакластических микротекстур (рис. 2, Д, Е; табл.).

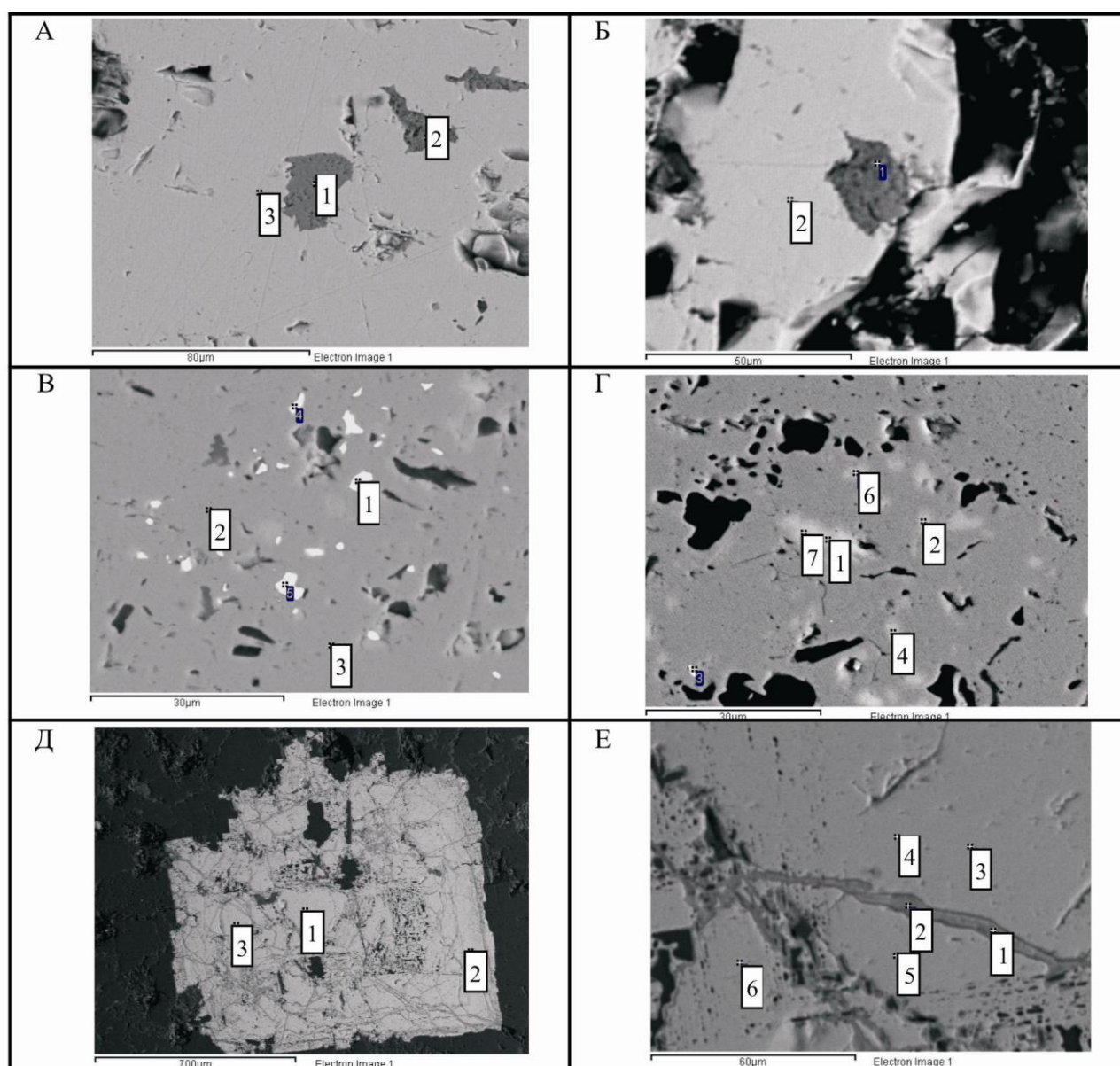


Рис. 2. Кристаллы пиритов и микровключения в них. А-Б – участок Хара-Юрях; В-Г – участок Делянكير; Д-Е – участок Тинь-Юрюете.

Цифрами обозначены места определения химического состава минералов, приведенные в таблице.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о многоэтапном формировании сульфидной минерализации в терригенных отложениях Чай-Юрьинского разлома. Образование первичных пиритов связано со сменой окислительно-восстановительных условий придонных вод в период седиментогенеза, что являлось благоприятным условием для формирования аутигенной минерализации и насыщения терригенных отложений рудными компонентами. Формирование идиоморфных кристаллов пирита с микровключениями более поздних сульфидов происходило при участии гидротермально-метаморфогенных растворов. Типоморфные свойства сульфидных минералов требуют дальнейшего, более детального изучения, что позволит применять их в качестве минералогических критериев оценки золотоносности вкрапленной минерализации Чай-Юрьинского разлома.

Таблица – Химический состав пиритов и микровключений в них, масс. %.

№ рис,	№ п/п	O	Si	S	Ti	Fe	Sb	Co	Pb	Ni	Cu	Zn	Total
2, А	1	45,43			56,36								101,79
	2	46,04			55,92								101,96
	3			53,54		46,92	0,91						101,37
2, Б	2			53,76		45,70		0,84					100,31
2, В	1			14,96		4,64			75,42				95,02
	2			52,71		44,49							97,20
	3			53,29		44,62							97,90
2, Г	1			36,11		28,41					32,84		97,36
	2			37,45		33,16					30,31		100,92
	4			40,03		18,98						43,98	102,99
	6			40,91		57,48				1,23			99,63
	7			36,27		30,08					33,87		100,22
2, Д	1			55,00		46,16							101,16
	2		3,90	50,90		42,94							97,74
	3			54,85		48,18							103,03
2, Е	1	38,37		1,39		59,76							99,52
	2	39,17		0,60		56,13							95,90
	3			52,89		44,89							97,78
	4			50,87		46,69							97,56
	5			51,23		44,26							95,48
	6			51,05		46,54							97,59

Работа выполнена при поддержке РФФИ – РС(Я) – р_а (проект № 18-45-140040).

Литература

1. Гусев Г. С. складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука. 1979. С. 207.
2. Фридовский В.Ю., Кудрин М.В., Полуфунтикова Л.И. Тектонические структуры и оруденение центральной части Кулар-Нерского террейна //Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2016.С. 249-253.
3. Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Л.И.Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 16-21.

Научное издание

**Вопросы геологии и комплексного освоения
природных ресурсов Восточной Азии**

**Пятая Всероссийская научная конференция
с международным участием**
(02-04 октября 2018 г., г. Благовещенск)

**Сборник докладов
(Том 1)**

Составитель сборника

к.б.н. Леусова Наталья Юрьевна

Утверждено к печати Ученым советом ИГиП ДВО РАН

Технический редактор

Полякова Юлия Владимировна

Доклады печатаются в авторском оформлении

Подписано в печать 20.09.2018г. Формат 60х84/8.

Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура Times New Roman.

Усл. печ. листов 18,4. Заказ № 000 Тираж 300.

Отпечатано с готового оригинал-макета в Издательско-полиграфическом центре «Рекарт»,
Издательство «Царское Слово».
675000, Благовещенск, ул. Зейская, 225 (Дом художника), рекламное агенство «Художник».
тел.: +8 (4162) 215 212 директор Сасим Игорь Михайлович тел.: +7 914 559 4930 E-mail: rek-art@bk.ru