

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

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

**Четвертая Всероссийская научная конференция
05–07 октября 2016 г., Благовещенск**

**Сборник докладов
(Том 1)**

Благовещенск
2016

Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии :

Четвертая Всерос. науч. конф. : сб. докладов. – Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2016. Т.1. – 169 с.

ISBN 978-5-904218-20-1

Участники конференции – Геологический институт Кольского НЦ РАН (г. Апатиты), Горный институт Кольского НЦ РАН, (г.Апатиты), Национальный исследовательский Томский политехнический университет, (г. Томск), Геологический институт СО РАН (г. Улан-Удэ), Бурятский государственный университет, (Улан-Удэ), Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, (г. Улан-Удэ), 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), Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (ДВГИ ДВО РАН) (г. Владивосток), Дальневосточный федеральный университет (ДФУ) (г. Владивосток), Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ ДВО РАН) (г. Южно-Сахалинск), Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН (НИГТЦ ДВО РАН) (г. Петропавловск-Камчатский), Исследовательский центр Палеонтологии и Стратиграфии Цзилинского Университета (г. Чанчунь, Китай), Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba (Japan), The University of Tokyo (Japan), Sabah University of Malaysia (Malaysia), Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека (НУУз) (г. Ташкент, Узбекистан), Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН РУз (ИГГ АН РУз) (г. Ташкент, Узбекистан), Амурский филиал БСИ ДВО РАН (г. Благовещенск), ООО «Инпаза» (г. Благовещенск), Амурский государственный университет (г. Благовещенск), ФГБГОУ ВО Благовещенский государственный педагогический университет (г. Благовещенск); ФГБГОУ ВО Амурский государственный университет, Амурский научный центр ДВО РАН (АмурНЦ ДВО РАН) (г. Благовещенск), Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП ДВО РАН) (г. Благовещенск).

Четвертая 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 минерагения 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)

Проведение конференции и издание материалов осуществляется при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-20699)

ISBN 978-5-904218-20-1

© ИГиП ДВО РАН, 2016

СОДЕРЖАНИЕ

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА 05

Дербёко И.М. ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ АДАКИТОПОДОБНЫХ ГРАНИТАХ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ (РОССИЯ)	05
Ломтев В.Л. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ТЕКТОНИКЕ СЗ ПЛИТЫ ПАЦИФИКИ	08
Ломтев В.Л. АЛЛОХТОННАЯ КОРА ПОД ОХОТСКИМ МОРЕМ.....	12
Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРО-ГРАНИТНОГО НЯТЫГРАНСКОГО КОМПЛЕКСА БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА	16
Пересторонин А.Е. РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИАМУРЬЯ	19
Родионов А.А., Бучко И.В., Кудряшов Н.М. СРЕДНЕТРИАСОВЫЙ ВОЗРАСТ ГАББРО-ДИОРИТОВОГО ДЖИГДИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА)	23
Смирнов Ю.В. ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА, ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СЕВЕРНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (НОРА-СУХОТИНСКИЙ ТЕРРЕЙН)	26
Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ МЕТАРИОЛИТОВ БОНДИХИНСКОЙ СВИТЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	30
Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. ЭДИАКАРСКИЙ ВОЗРАСТ ГАББРО И ДИОРИТОВ ГАРИНСКОГО КОМПЛЕКСА МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА.....	33
Шкодзинский В.С. ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ	35
МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ	39
Бородавкин С.И. НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ ЗОЛОТОНОСНОСТИ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, СОДЕРЖАЩИХ МЕЛКОЕ И ТОНКОЕ ЗОЛОТО	39
Ван-Ван-Е А. П. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНОВ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА.....	42
Гурьянов В.А., Петухова Л. Л., Приходько В. С., Матвеев А. В., Вельма А.М., Алексеев М. И. Кременецкий М. И. ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НИКЕЛЕНОСНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	48
Ильин А.А. КАРТА ЗОЛОТОНОСНОСТИ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ 4 ПОКОЛЕНИЯ	52
Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х. О ПРИРОДЕ ПИКРИТОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ СЕВЕРНОГО НУРАТАУ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)	55
Крюков В.Г. СРЕДНЕМАСШТАБНОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИТОВ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ: МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ.....	58
Крюков В.Г. ЭТАЛОНЫ ПОРФИРОВЫХ ОБЪЕКТОВ В ПРИАМУРЬЕ КАК ОСНОВА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КРУПНООБЪЕМНОГО ОРУДЕНЕНИЯ	62
Мельников, А.В. Степанов В.А. АНАЛИЗ ПРОДУКТИВНОСТИ РУДНО-РОССЫПНЫХ УЗЛОВ ПРИАМУРСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ.....	66
Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. ОСОБЕННОСТИ БЛЕКЛЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИОНЕР (ПРИАМУРЬЕ).....	70
Musaev A.M., Кушаков А.Р., Романов С.А., Оналбаев Е.Р., Джуманиязов Д.И. САРМИЕНТИТИЗАЦИЯ-ВАЖНЫЙ ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ...	73
Musaev A.M., Джуманиязов Д.И., Оналбаев Е.Р. РОЛЬ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ СИЛЛОВ И ДАЕК ГАББРО-ДИАБАЗОВ ЧАРМИТАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ГРАНИТОИДОВ КОШРАБАДСКОГО ИНТРУЗИВА НА ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ	79

Нига́й Е.В. ЛОКАЛИЗАЦИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВЕРХНЕМ ПРИКОЛЫМЬЕ	87
Остапенко Н.С., Нерода О.Н., Бородавкин С.И. НОВЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧАГОЯНСКОГО ЗОЛОТО-РОССЫПНОГО УЗЛА	91
Остапенко Н.С., Нерода О.Н. ЗАВИСИМОСТЬ ПРОБЫ ЗОЛОТА ОТ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ	95
Петухова Л.Л., Приходько В.С., Гурьянов В.А. ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУН-МАНЬЕ (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ШИТА)	100
Радомский С.М., Радомская В.И. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЗОЛОТА С ПОЛИСИЛОКСАНОВОЙ СВЯЗЬЮ КВАРЦЕВОЙ МАТРИЦЫ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ	104
Роголина Л.И., Одариченко Э.Г., Пахомова В.А. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАЙМИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДАЛЬНЕГОРСКИЙ РАЙОН) .	108
Сафронов П.П., Кузнецова И.В. НАНОЗОЛОТО В ПОРОДАХ, АССОЦИИРУЮЩИХ С САМОРОДНЫМ ЗОЛОТОМ В ТЕХНОГЕННЫХ РОССЫПЯХ ПРИАМУРЬЯ	112
Сафронов П.П., Кузнецова И.В. О ФАЗОВОМ СОСТАВЕ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ТЕХНОГЕННЫХ РОССЫПЕЙ ПРИАМУРЬЯ	116
Склярова Г.Ф. СТРАТИФОРМНЫЕ ТИПЫ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ	120
Хоми́ч В.Г., Борискина Н.Г. ИНДИКАТОРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПАЛЕОЖЕРЛОВИН ВНЕШНЕЙ И ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ЗОН БОЛЬШЕХИНГАНСКОГО ПОЯСА	124
Черепанов А.А., Бердников Н.В., Крутикова В.О. УГЛЕРОДИСТЫЕ СЛАНЦЫ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ ...	131
ГЕОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ, СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ	131
Болотский И.Ю., Болотский Ю.Л., Хао У. В. ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЛОТЯДНЫХ ДИНОЗАВРОВ (DINOSAURIA: THEROPODA) ИЗ ПОЗДНЕГО МЕЛА ПРИАМУРЬЯ	131
Ермаца́нс И.А. ПРОБЛЕМЫ СОХРАНЕНИЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ АМУРСКОГО РЕГИОНА.....	134
Киселева А.Н., Рождествина В.И., Леусова Н.Ю. ИНДИКАТОРНАЯ ФУНКЦИЯ ФОССИЛИЙ В ОПРЕДЕЛЕНИИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ	137
Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ БАРГУЗИНСКОГО РИФТА (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)	141
Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Андреева Д.Б. ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ С ГОРИЗОНТАМИ ПАЛЕОПОЧВ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ.....	146
Кузьминых В.М., Сорокин А.П., Чурсина Л.А. ЗОЛОТО В УГЛЯХ, ОБРАЗОВАНИЕ ЗОЛОТООРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ УГЛЕЙ В ПЛАСТАХ ..	151
Ломтев В.Л. К СТРОЕНИЮ И ГАЗОНОСНОСТИ КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ВАЛА ЭАУРИПИК И ЗАПАДНО-КАРОЛИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ (КАРОЛИНСКАЯ ПЛИТА)	154
Ревенок Я.Н., Рождествина В.И. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, СОДЕРЖАЩИХ ФОССИЛИЗИРОВАННЫЕ КОСТНЫЕ ОСТАТКИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ РЕПТИЛИЙ	158
Савченко И.Ф., Белозеров Н.И., Гиренко И.В. РАЗВИТИЕ ВНЕШНИХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ В ВОССТАНОВИТЕЛЬНОМ И БИОСФЕРНОМ ПЕРИОДАХ	162
Сорокин А.П., Малинкин М.Н., Конюшок А.А. ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В БУРЫХ УГЛЯХ ЕРКОВЕЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИАМУРЬЕ)	165

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ АДАКИТОПОДОБНЫХ ГРАНИТАХ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ (РОССИЯ)

И.М. Дербeko

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Накопление терригенных осадков позднего мезозоя на территории, относимой ныне к Верхнему Приамурью, в конце юры прерывается незначительными, маломощными импульсами магматических проявлений. И с этого момента регион охвачен почти непрерывной тектоно-магматической активностью. Это выразилось в формировании как плутоногенных, так и вулканогенных образований, которые сопровождали активную тектоническую перестройку региона. Как показывают геологические исследования, наиболее ранними образованиями позднего мезозоя являются магматиты магдагачинского плутонического комплекса поздней юры – начала раннего мела, которые затем сменяются раннемеловыми известково-щелочными гранитоидами: верхнеамурский и буриндинский в южном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса, удско-зейский – в его северном обрамлении.

Магдагачинский плутонический комплекс представлен умереннощелочными гранитами и лейкогранит-порфирами, редко – гранитами нормального ряда, кварцевыми сиенит-порфирами [1; 3; 5]. К характерным особенностям пород относится наличие порфировидных структур, обусловленных выделениями калиевого полевого шпата (до 10 см) и дымчатого кварца, повышенная щелочность, структурная изменчивость и наличие зональных плагиоклазов. Гранитоиды, преимущественно, относятся к субщелочному петрохимическому ряду. Это высококалиевые породы известково-щелочной серии, при $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7.69-9.12$ мас.% и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.35-1.81$, низкомагнезиальные, умереннотитанистые, пералюминиевые ($\text{ASI}=0.6-0.8$). Породы характеризуются умеренно повышенным присутствием Ba (820 г/т), Rb (92 г/т), Th (8.45 г/т) и K (29900 г/т), при пониженных содержаниях Nb (5.5 г/т), Ta (0.4 г/т), Zr (190 г/т), и аномально низких концентрациях HREE, Y и Yb: La (18 г/т), Y (4.8 г/т), Yb (0.42 г/т); в них также резко понижены содержания Ti. График концентрации REE гранитоидов характеризуется слабо проявленной или положительной Eu аномалией: $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n=0.77-1.23$ (рис. 1) при значении соотношения $(\text{La}/\text{Yb})_n = 26.45-64.13$.

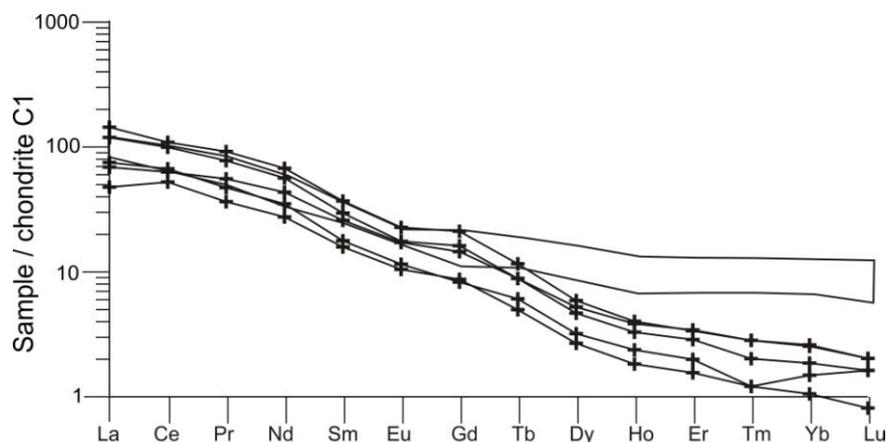


Рис. 1. Концентрации редкоземельных элементов в гранитоидах магдагачинского плутонического комплекса, нормализованные к составу хондрита по (Sun, McDonough, 1989). Сплошная линия: контур гранитоидов верхнеамурского комплекса.

Позднеюрский возраст гранитоидов - 145 ± 5 млн. лет установлен по результатам изотопных исследований Rb-Sr [3]. Но есть данные о более молодом времени их формирования: 131 ± 3 млн. лет [сводка по 1]. Эти данные согласуются с определениями возраста (142-138 млн. лет) подобных по геохимическим характеристикам гранитоидов, развитых в северном обрамлении восточного звена Монголо-Охотского пояса [4]. На основании таких определений возраста для пород магдагачинского комплекса высказывались предположения, что эти гранитоиды являются фациальной разновидностью верхнеамурского plutонического комплекса с возрастом 140-134 млн. лет. Но явные отличия образований этих двух комплексов устанавливаются по концентрациям в них редких и редкоземельных элементов (рис. 1). В гранитоидах магдагачинского комплекса при аномально низких содержаниях HREE (в г/т): Ho (0.10-0.22); Er (0.25-0.54); Tm (0.03-0.07); Lu (0.02-0.05), а также Y (3-6) и Yb (0.17-0.42) значение $(La/Yb)_n$ более 26. Тогда как в породах верхнеамурского комплекса не превышает 20: $(La/Yb)_n = 10.42 - 19.17$, а содержания HREE значительно повышены (рис. 1).

На классификационных диаграммах Sr/Y - Y [7] и $(La/Yb)_n$ - Ybn [8] фигуративные точки пород магдагачинского комплекса проецируются на поле типичных адакитовых серий мира (рис. 2).

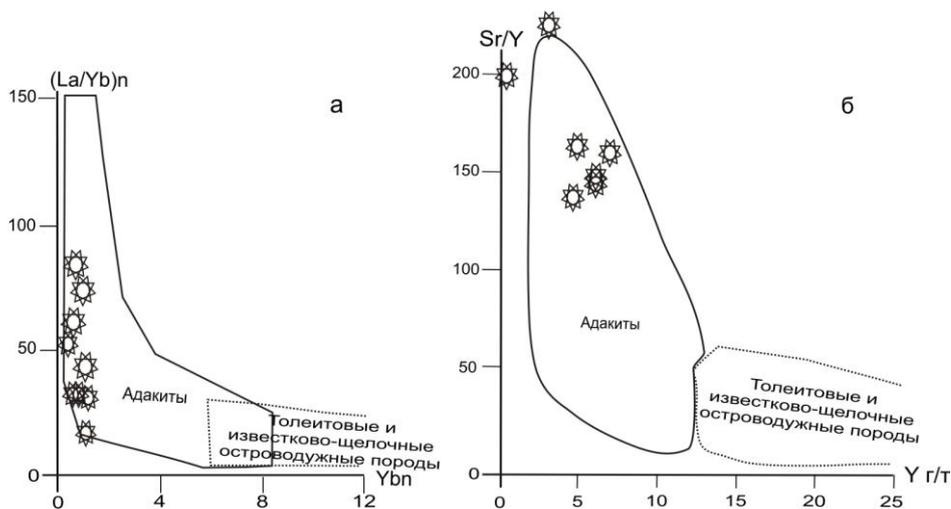


Рис. 2. Положение пород магдагачинского комплекса на диаграммах [7; 8]. Сплошной линией обозначено поле высококремнезёмистых адакитов.

А на диаграммах соотношения петрогенных и редких элементов [9] фигуративные точки гранитоидов попадают в поле высококремнезёмистых адакитов (рис. 3).

Таким образом, получается, что по времени формирования адакитоподобные породы предшествовали становлению раннемелового известково-щелочного верхнеамурского комплекса в пределах рассматриваемой территории. А отчасти, возможно, и совпадали. Этот временной интервал соответствует пологой субдукции плиты Изаанага под восточную окраину Азии [6]. Но также можно предположить, что формирование адакитового вулканоплутонического комплекса связано с закрытием Монголо-Охотского бассейна, когда происходила симметричная субдукция океанического ложа бассейна в северном и южном направлениях, обусловленная встречным движением Северо-Азиатской и Сино-Корейской плит. Это объясняет формирование подобных пород, как в северном, так и в южном обрамлении пояса в этом регионе. Есть обоснование [2 и др.], что адакитовый магматизм напрямую связан с субдукционными процессами и, как правило, соответствует его начальной стадии. Что вероятнее всего можно предположить для объяснения образования гранитоидов магдагачинского комплекса. А их состав: высококремнезёмистые адакиты, возможно обусловлен тем, что плавлению подвергались супракрустальные докембрийские образования, широко развитые в изученном регионе, в составе которых значительную роль играют гранитоиды и мигматиты.

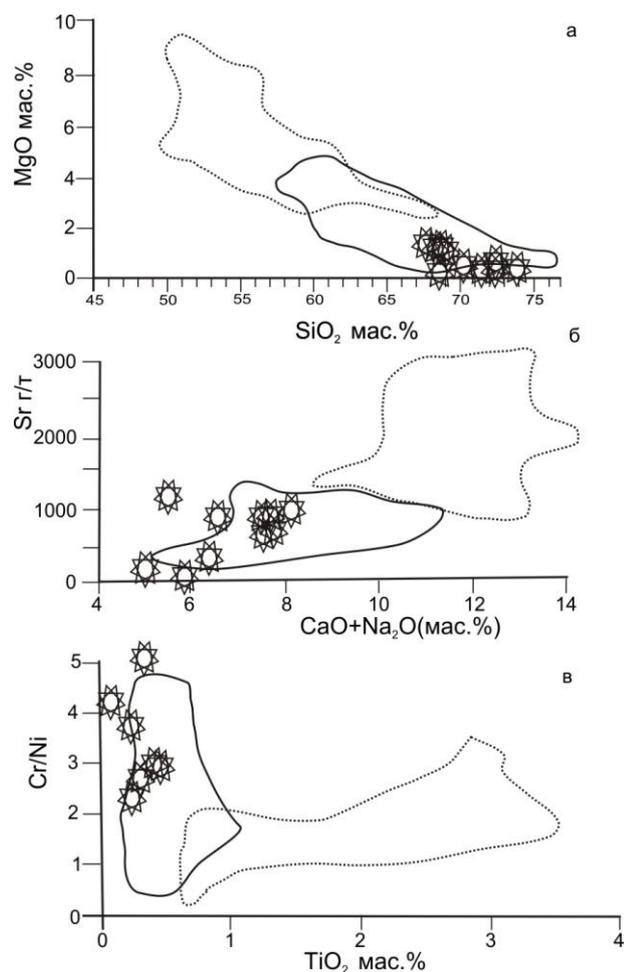


Рис. 3. Положение пород магдагачинского комплекс на диаграммах [9].
Сплошная линия – высококремнезёмистые адакиты; линия точками – кремнезёмистые адакиты.

Литература

1. Геологическая карта Амурской области масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. Петрук Н.Н., Беликова Т.В., Дербек И.М. Благовещенск: ООО «Амургеология». 2001. 227 с.
2. Гусев А. И. Петрология адакитовых гранитоидов. Изд-во: [Академия Естественных Наук](#). 2014. 242 с.
3. Козырев С.К. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Зейская. Листы N-51- XXIII,-XXIV,-XXIX,-XXX. С.-Пб.: ВСЕГЕИ. 2002.
4. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т.9. № 4. С. 417-432.
5. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ЦТП ПГО "Дальгеология". 1990. 215 с.
6. Чжан Хун, Чжао Чуньцин, Яо Чжень, Цюань Хэнь. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеанская геология. 2000. Т.19. №1. С. 109-117.
7. Defant, M.J., Drummond, M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. № 347. P. 662-665.
8. Martin, H. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust comparison with modern processes // Lithos. 1993. № 30. P. 373-388.
9. Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R. et. al. An overview of adakite-tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. № 79. P. 1-24.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ТЕКТОНИКЕ СЗ ПЛИТЫ ПАЦИФИКИ

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики, г. Южно-Сахалинск

В ИМГиГ ДВО РАН автором и В.Н. Патрикеевым проведена интерпретация профилей (далее ПР) высокочастотного (120-150 Гц) НСП МОВ, МОГТ 1 и бурения «Гл. Челленджера» на СЗ плите Пацифики (рис. 1-3; [1-3, 6]). Показано, что ее структура в основном связана с гравитационным дивергентным срывом слоев 1-4 в неогене-квартере на склонах краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо. Срыв сопровождался расчешуиванием восточного и западного аллохтонов (плит), бескорневыми, вероятно гранитными, протрузиями из слоя 4, мелкофокусной сейсмичностью, газо- и возможно нефтеносностью мезокайнозойского чехла (слои 1, 2) и продолжается до сих пор. В стратиграфии плиты описаны неоген-четвертичные фации молодой Пацифики в слое 1 (толща **D** – осадки фанов каньонов на краевом валу как внешнем подножии смежной окраины и Камчатского контурного мегафана в котловине Тускарора, севере котловины Картографов и поднятия Шатского – конечный бассейн стока турбидитов). Отложения Пацифики подстилают пестрые абиогенные лессы (горизонт **C**) палеосуши Пацифиды позднего мела-раннего миоцена. Ниже залегают прибрежно-морские осадки опакового слоя (толща **B**) и шельфовые карбонаты (толща **A**) поздней юры-раннего мела (поздний эпиконтинентальный Тетис). Траппы мезозоя в низах слоя 2 и высокоскоростном слое 3 драпируют первично-осадочные, частью гранитизированные, толщи раннего Тетиса в слое 4 (рифей-палеозой [3]). Вместе с тем данные НСП и бурения говорят о своеобразии строения и истории развития периферии СЗ плиты (мелководный олигоцен на севере, окремнелые карбонаты позднего мезозоя на поднятии Шатского и др. [7, 8]). Ниже описаны новые черты в строении и тектонике СЗ плиты.

Первый пример связан с конседиментационной моноклиной на ПР19Г (НИС «Проф. Гагаринский») на ЮЗ окраине южного блока поднятия Шатского (рис. 1, 2а). Ширина моноклинали достигает 15 км, высота от 70 м в рельефе дна (холм, обтекаемый абиссальным руслом с намывной дамбой) до 300 м по кровле толщи **B** и 550 м по финальным траппам). У моноклинали пологий, северо-восточный склон и крутой, юго-западный, что согласно [1]



Рис. 1. Батиметрическая карта СЗ плиты Пацифики с положением фрагментов ПР НСП, МОГТ 1 и скважин «Гл. Челленджера». Изобаты в метрах. Звездочками отмечены точки повышенного теплопотока [8].

указывает на смещение плиты к югу по скрытому надвигу. История моноклинали восходит к поздней юре-раннему мелу, что видно по утонению прозрачных карбонатов толщи **A** к ее своду. Позднее, во время формирования толщи **B** и горизонта **C** подвижки по разлому прекратились, поскольку их мощность на крыльях моноклинали выдержана. В неоген-четвертичное время подвижки возобновились, что видно по конседиментационному утонению контуритов толщи **D** (мегафан) к своду моноклинали. Итак, налицо унаследованное развитие скрытого надвига и связанной с ним конседиментационной моноклинали в позднем мезозое и позднем кайнозое. После заложения смежных желобов в среднем плейстоцене и перехвата русловых турбидитов по каньонам в

отдельную проблему вырастает свежий облик русла и его намывной дамбы на рис.1 (придонные течения, связанные с топовихрем или абиссальными бурями [3]).

На рис. 1, 2б представлены фрагменты ПР28,29Г (НИС «Проф. Гагаринский») на юго-западе абиссальной котловины Тускарора в зоне одноименного регионального разлома. Последний протягивается к СЗ до краевого вала и Курильского желоба [6, 8]. В исследуемом районе с небольшой депрессией шириной 24 км и глубиной 100 м обнаружены более десятка миниконусов высотой до 5-15 м и диаметром основания до 10-30 м, который за счет сейсмического сноса несколько завышен. На ложе СЗ

Пацифики такие формы прежде не описывались [6-9]. Мезокайнозойский, осадочно-трапповый чехол котловины Тускарора имеет платформенное строение [1-3, 6], включая его вертикальную «нарезку», связанную с миграцией газа [2]. Обсуждение возможной природы миниконусов с д.г.-м.н. Н.С. Остапенко (ИГиП ДВО РАН, 16.09.2014 г.) позволяет отнести их к т.н. черным курильщикам, связывая с неглубокой (до ~1 км под дном) молодой интрузией по результатам моделирования Покровского силла [5]. Этот вывод поддерживают данные по кондуктивному теплотоку через дно на рис. 5 в [8], где в ~300 км к СЗ от исследуемого района сделаны две станции с повышенными значениями 138.0 и 85.8 мВт/м² (рис. 1).

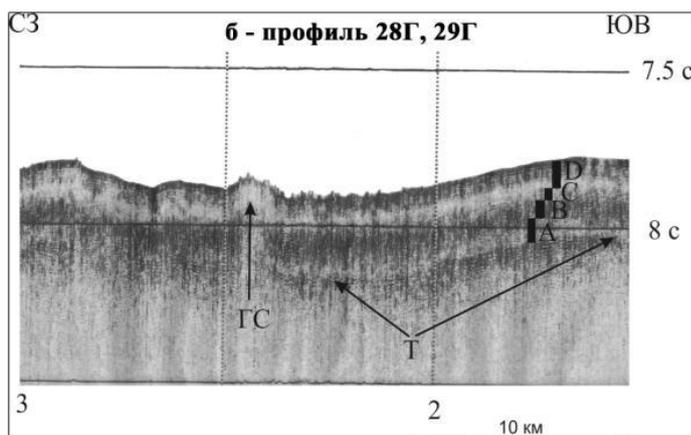
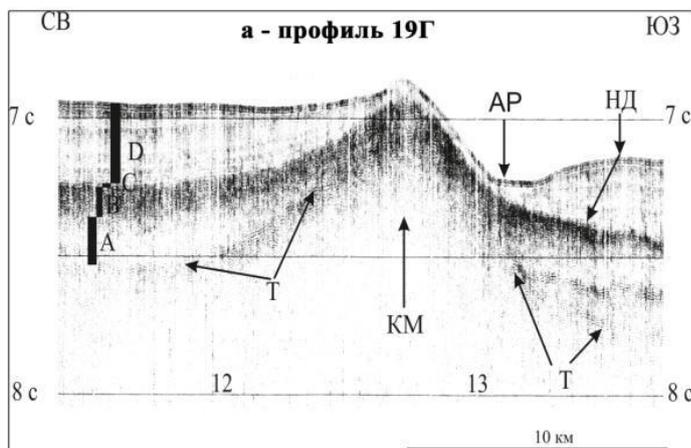


Рис. 2. Фрагменты ПР19Г(а) и 28,29Г(б). Вертикальный масштаб здесь и ПР на рис. 3 в секундах двойного пробега; вертикальные линии – марки судового времени здесь и рис. 3. Стратиграфия по [1-3, 6] здесь и рис. 3: Т – финальные траппы поздней юры-раннего мела; А - шельфовые карбонаты поздней юры-раннего мела; В – опактивный слой пестрых кремней и глин конца раннего-позднего мела; С – пестрые лессы палеогена-раннего миоцена; D – осадки Камчатского мегафана (неоген-квартер); КМ – конседиментационная моноклираль, АР – абиссальное русло, НД – намывная дамба; ГС – газовый столб [2].

На рис. 1, 3а представлен протяженный (~93 км) фрагмент ПР2МГ (НИС «Морской геофизик») на вершине поднятия Шатского с тремя полупогребенными конусами в кровле контрастного позднемезозойского, осадочно-траппового чехла. Конусы маркируют края ступеней, ограниченных скрытыми разломами или флексурами. Диаметр основания конусов увеличивается слева направо от 12 до 13 и 23,5 км. В том же направлении возрастает и их высота, определенная по их западным склонам (уступы ступеней): от 190 до 240 и 910 м соответственно. Отметим пологие (до 4°) склоны конусов и их разновысотность (западные склоны существенно выше восточных), обусловленную гипсометрией ступеней. Для суждений о вулканическом генезисе конусов важны вершинные кратеры на левом и видимо двух других конусах, контрастность их вершин и вероятно пирокластического плаща близ пикета 01 час в нижней части левого склона самого крупного конуса, а также налегание, местами с подъемом слоев контрастного позднемезозойского чехла на склоны конусов (см. также ПР2МГ в [8]). Заметим, что налегание и/или подъем слоев чехла на склоны вулканических конусов

фиксируют их позднемезозойский (вероятно средняя-поздняя юра) возраст. Вместе с тем, если в истории конусов имели место финальные экструзии куполоформирующей вязкой магмы, то дифракции под вершиной правого конуса на уровне ~4,5 с по аналогии с прикурильскими экструзивными куполами могут фиксировать кровлю ядра протыкания [4]. С таким дополнением в вулканический генезис этих конусов согласуется их газонасыщенность с потерей корреляции отражающих границ (газовые окна) в контрастном позднемезозойском разрезе. За пределами конусов на газонасыщенность чехла указывают многочисленные столбы и «нити», достигающие дна (рис. 2). Т.о., поднятие Шатского является фронтальной частью первой абиссальной нефтегазоносной провинции Земли [2]. С учетом подвижности поднятия и трансгрессивной кривой уровня Пацифики в кайнозое [6, 9] особый интерес представляют два бенча на нижней и средней ступенях. Нижний бенч срезает anomalously контрастные гемипелагиты предположительно толщи **D** на глубине ~4100 м, которые с утонением поднимаются на уступ средней ступени (центральный конус). Итак, полупогребенные разновысотные конусы на вершине поднятия Шатского вероятно являются древними экструзивными вулканами, частью абрадированными.

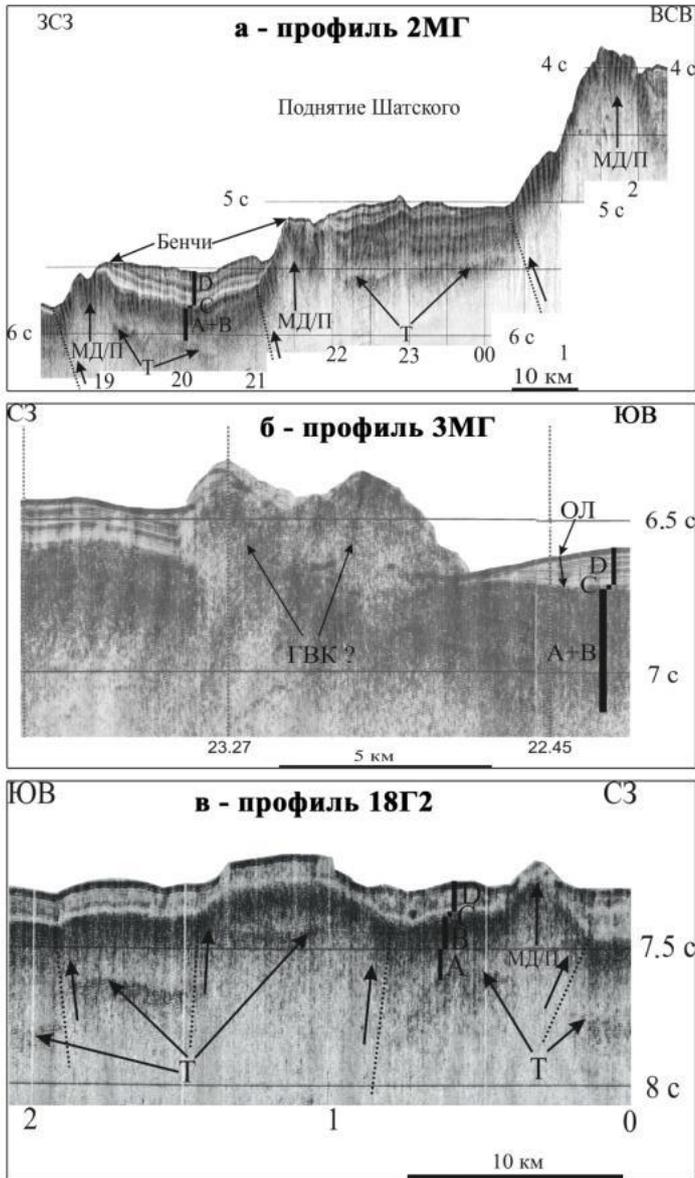


Рис. 3. Фрагменты ПР2МГ(а), 3МГ(б), 18Г2(в). МД/П – магматический диапир или гранитная протрузия; ГВК – газовулканический конус; ОЛ – осадочная лопасть; А+В – контрастные, частью кремнеземные, известняки позднего мезозоя; точки со стрелками – предполагаемые разломы и смещения по ним.

Необычен фрагмент ПР3МГ (НИС «Морской геофизик») близ вершины поднятия Шатского (рис. 1, 3б), пересекающий небольшой холм с вершинным кратером глубиной 100 м. Холм возвышается над кровлей контрастного позднемезозойского осадочного чехла и имеет основание диаметром 6,5 км. Его склоны разновысотные (СЗ - 105 м, ЮВ - 260 м) и отчасти разнонаклонные (СЗ ~7,5, ЮВ ~6°). С учетом нижней, погребенной под контрастными гемипелагитами толщи **D** части СЗ склона его крутизна может возрасти до 24°. За счет сейсмического сноса и/или бокового отражения несколько увеличится и крутизна ЮВ склона, если за его подошву принять плоское дно промоины, а не основание осадочной лопасти. Субстрат холма контрастный, местами полупрозрачный с дифракциями и непротяженными, разнонаклонными отражающими площадками, в которых отсутствует нормальная осадочная расслоенность. Сходное строение наблюдается и в основании холма в полосе шириной ~5 км, где в контрастном позднемезозойском чехле прерывается пологонаклонная к ЮВ расслоенность. Из изложенного можно сделать предварительный вывод о взрывной природе

этой постройки (газовулканический конус), сложенной преимущественно брекчией и глыбами подстилающего позднемезозойского чехла. Взрыв произошел под водой с небольшим разлетом обломков и мог быть вызван внедрением горячей интрузии в газовые пласты, залегающие среди известняков, частью окремнелых, и траппов позднего Тетиса [2, 6, 7]. Время взрыва можно наметить по особенностям строения толщи **D**, которая к СЗ от него состоит из трех пачек. Мощность нижних пачек выдержана, в том числе вблизи холма, где они полого наклонены к юго-востоку. Верхняя пачка имеет переменную мощность с небольшим раздувом близ холма. При этом ее кровля полого поднимается к ЮВ, а подошва в ту же сторону полого погружается, следуя наклону нижних пачек. Т.о., этот холм можно датировать кварталом.

Там же на ЮЗ окраине южного блока поднятия Шатского ПР18Г2 (НИС «Проф. Гагаринский») пересек разломную зону шириной 25 км (рис. 1, 3в). Финальные траппы и мезокайнозойский разрез здесь подняты на 0,1-0,4 с (до 200-400 м) над прилегающей равниной. В структуре зоны выделим приподнятый осевой блок с уплощенной вершиной и рифовой шапкой (линза прозрачных надбазальтовых карбонатов) шириной 9 км. С обеих сторон блок ограничен скрытыми надвигами. Так, разлом вдоль СЗ края зоны маскирует четвертичный купол (магматический диапир или гранитная протрузия), формирующий симметричный абиссальный холм высотой 60 м. В опаковом слое купол уже асимметричен и его высота возрастает до ~200 м, что указывает на подвижки по краевому надвигу в кайнозое. Заложение разломной зоны произошло в конце поздней юры-раннем мелу после излияния финальных траппов. Позднее, во время формирования толщи **B** и возможно горизонта **C** исследуемый район был немного (50-100 м) приподнят над прилегающей равниной, на что указывает некоторое утонение первой к осевому блоку. В неогене-квартале произошла активизация разломов и подновление разломной зоны с выжиманием осевого блока и внедрением диапира или гранитной протрузии вдоль ее СЗ края. Т.о., развитие структурного плана плиты в мезокайнозое и здесь было унаследованным

Итак, в геологическом строении и тектонике СЗ плиты Пацифики обнаружены признаки унаследованного развития с позднего мезозоя, региональная газо- и возможно нефтеносность мезокайнозойского чехла на поднятии Шатского, продолжительные фазы покоя и мобильности с эпохами накопления над- и межбазальтовых осадочных толщ позднего эпиконтинентального Тетиса и молодой глубоководной Пацифики. Новым объектом исследования несомненно станут молодые, бескорневые, гранитные протрузии из слоя 4 и подкоровые интрузии.

Литература

1. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 21–32.
2. Ломтев В.Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11–17.
3. Ломтев В.Л. Особенности строения и история формирования ложа северо-западной части Тихого океана // Геоморфология. 2016. № 2. С. 171–183.
4. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новое в строении подводных конических гор и холмов у подножия охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 44–55.
5. Остапенко Н.С., Нерода О.Н., Бородавкин С.И. Экспериментальное моделирование конвекции рудообразующего флюида над внедрившимся в гидротермальную систему магматическим sillом (ситуация С-В фланга Покровского месторождения) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всероссийская научная конференция, 15–17 сент. 2014 г., Благовещенск: [сб. докл.]. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2014. Т. 1. С. 150–153.
6. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. – М.: ГЕОС, 2009. – 208 с.
7. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. – М.: Недра, 1984. – 251 с.
8. Тектоника северо-западной части Тихого океана. – М.: Наука, 1983. – 118 с.
9. Хосино М. Морская геология. – М.: Недра, 1986. – 432 с.

АЛЛОХТОННАЯ КОРА ПОД ОХОТСКИМ МОРЕМ

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

В докладе по результатам интерпретации профилей (ПР) НСП и МОГТ, данных сейсмологии, бурения и драгирования рассматриваются признаки аллохтонного залегания земной коры под Охотским морем, где по данным ГСЗ и КМПВ традиционно предполагали нормальное, т.е. без срыва, ее залегание на верхней мантии [8].

Региональный шарьяж Пегаса – ключевой элемент в покровной тектонике тихоокеанского склона Курильской островной дуги (рис. 1). Он имеет клиновидную форму, но местами и более сложное строение (пакет тектонических пластин) и располагается на выходе фокальной зоны Беньофа, точнее Вадати-Заварицкого-Беньофа [2, 5].

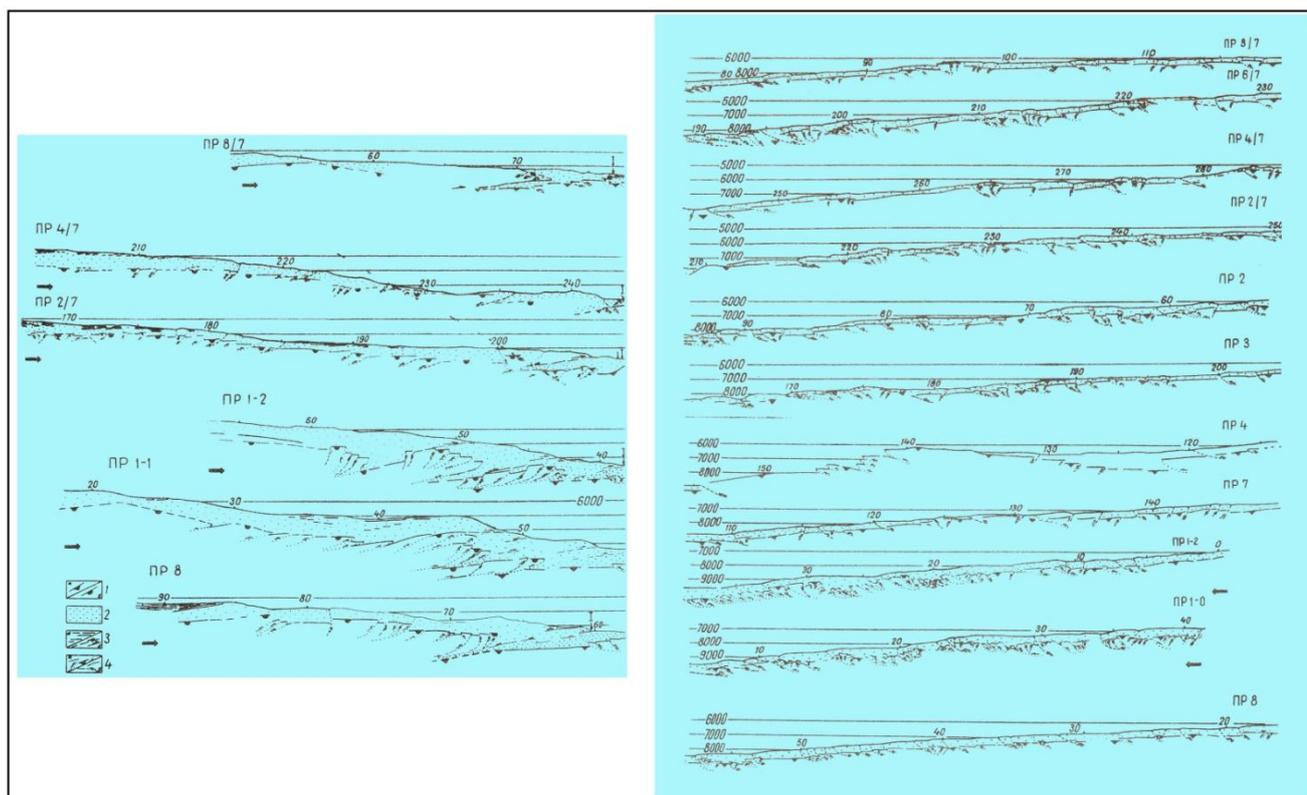


Рис. 1. Интерпретированные глубинные разрезы НСП (ПР 8/7, 6/7, 4/7, 2/7, 2, 3, 4, 7, 8) и МОГТ (ПР 1-1, 1-0, 1-2) через внутренний (слева) и внешний (справа) склоны Курильского желоба в масштабе 1:1 [2, 5]. Вертикальный и горизонтальный масштабы в км. 1 – кровля акустического фундамента внешнего (а) и внутреннего (б) склонов желоба; 2 – прозрачный слой (кайнозойский осадочный чехол и аккреционная призма); 3 – отражающие площадки в прозрачном слое: а - линзы слоистых осадков типа турбидитов, б – разломы призмы; 4 – разломы фундамента установленные (а) и предполагаемые (б). Цифра 1 на разрезах – фронт аккреции (внешний край аккреционной призмы).

Региональный шарьяж Пегаса слагают докайнозойские породы акустического фундамента, драпированные кайнозойским осадочным чехлом. Он формирует среднюю, ступенчатую часть тихоокеанского склона Курильской дуги и полого надвинут на клин низкоскоростных и дислоцированных кайнозойских пород аккреционной призмы мощностью 2-3 км и шириной 10-13 км (см. ПР МОГТ 1700 и 1639 ОАО «Дальморнефтегеофизика» в сводке [9]). Призма слагает нижнюю часть тихоокеанского склона или внутренний борт желоба. Она имеет надвиговую структуру и входит в покровная тектонопару «региональный шарьяж–аккреционная призма» во фронте Курильской островной дуги (рис. 1). Видимая мощность шарьяжа Пегаса на упомянутых профилях достигает 5-6 км, предполагаемая мощность в его

корне, определенном по тепловому и гравитационному минимумам под верхней глубоководной террасой (ступенью [5]), достигает вероятно 15 км. Его видимое горизонтальное смещение на ПР МОГТ 1700 и 1639 составляет 20-25 км, а общее – ~80 и 100 км соответственно. Возраст тектонопары «региональный шарьяж–аккреционная призма» и сопряженного с ней рампового желоба составляет 0.5–1 млн. лет (средний плейстоцен или начало пасаденской глобальной орогении по Г. Штилле [4]). Он определен по ряду признаков, включая разрыв долинной сети каньонов и абиссальных долин ложа СЗ Пацифики. Надвигание Курильской островной дуги по глубинному надвику фокальной зоны Беньюфа сопровождается землетрясениями и цунами, иногда катастрофическими [2, 11]. Его следствия: 1) региональное опускание автохтона (СЗ плита Пацифики) под литостатической нагрузкой тектонопары «шарьяж–призма» и формирование рампового глубоководного желоба в обстановке бокового сжатия коры и верхней мантии; 2) тектонический срез и аккреция чешуй кайнозойского осадочного чехла перед и под шарьяжем фундамента («грейдер») связаны с его движением вверх по восстанью кровли автохтона, что актуально для аккреционных зон других желобов и горн-складчатых областей Дальнего Востока и других регионов, где не принято выделять шарьяжи фундамента; 3) земная кора под Курильской островной дугой и Охотским окраинным морем находится в аллохтонном залегании в связи с отсутствием компенсационного раздвига (рифта) сопоставимых с шарьяжем Пегаса размеров; 4) отсутствие раздвигов шириной 80-100 км и глубиной 15 км на батиметрических картах фронтальных островных дуг и окраинных морей Дальнего Востока позволяет предполагать аллохтонное залегание земной коры Евразии,

связанное с гравитационным (пластовым) срывом по мантии к востоку в кайнозое, а также надвиговое строение ее фронтальной тихоокеанской окраины.

Мелкофокусная ($h \leq 60$ км) сейсмичность ($M \geq 4.0$) и «тихий срыв» коры Охотского моря. В лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН под руководством д.ф.-м.н. И.Н. Тихонова недавно подготовлена карта мелкофокусной сейсмичности Охотского моря (рис. 2, 3; [10]).

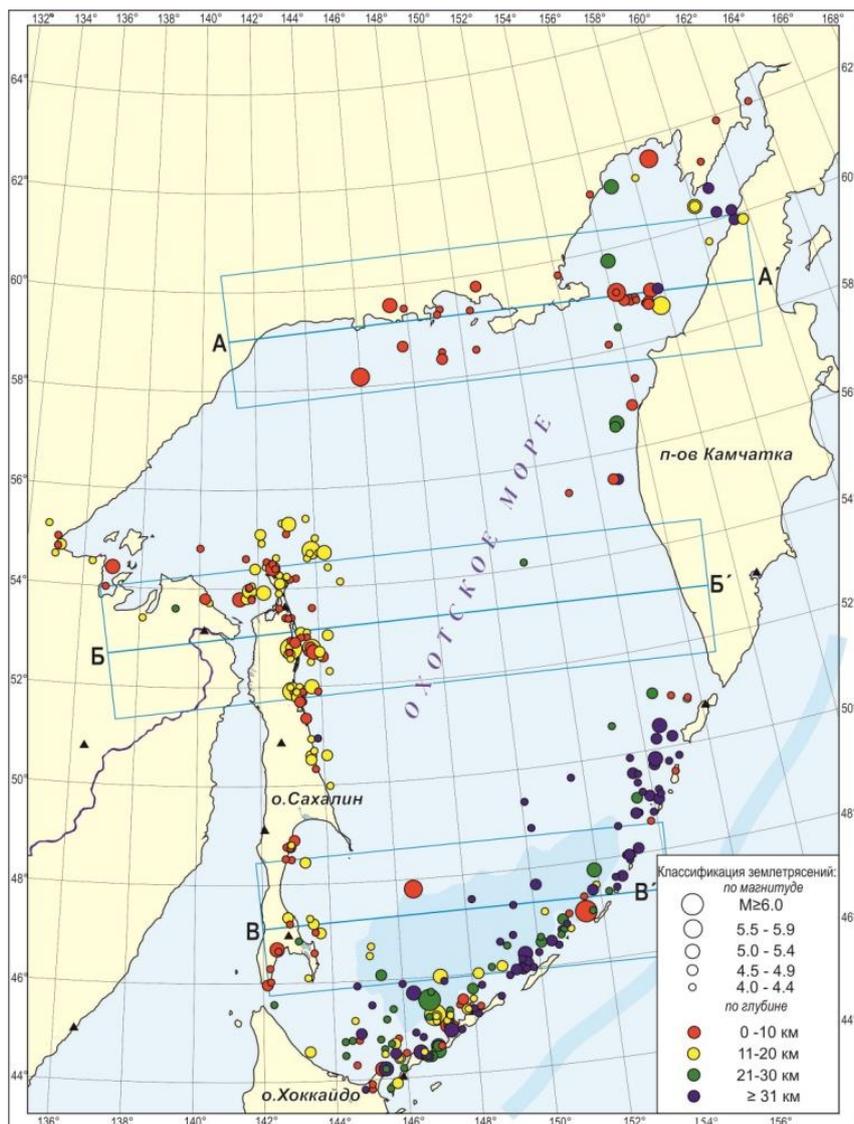


Рис. 2. Карта эпицентров мелкофокусных ($h \leq 60$ км) землетрясений Охотского моря с $M \geq 4.0$ за период 1962-2010 гг. Черные треугольники – сейсмические станции.

Охотские коровые землетрясения на глубинах до 30-40 км (Ямское 27.11.1851 г., $M=6,5$; Пьягинское 03.11.1936 г., $M=5,7$; Западно-Итурупское 07.05.1962 г., $M=6,7$; Западно-Симуширское 02.01.1975 г., $M=6,5$) сопровождались макросейсмическим эффектом от 6 до 8 баллов по шкале MSK-64. Следовательно, они опасны для нефтегазовой инфраструктуры шельфа СВ Сахалина, а в будущем – и других нефтегазоносных шельфов региона. Глубокофокусные (мантийные) землетрясения локализованы в наклонной фокальной зоне Беньофа, выходящей на дно к востоку от Курильских о-вов и из-за заглубления очагов [2] не представляют значительной сейсмической опасности.

В соответствии с рис. 2 сейсмичны прикурильская, северосахалинская и примагаданская, включая залив Шелихова, части Охотского моря. Его центральная и смежные СЗ, СВ и ЮЗ части асейсмичны (Охотская свод или срединный массив в раме кайнозойских складчатых областей в классической трактовке). Это означает, что мощность коры в Охотском и других окраинных морях вероятно превышает 20-30 км, т.е. ближе к оценкам Е.А. Старшиновой [8]. Сахалинские, магаданские и камчатские землетрясения в основном приповерхностные, но с магнитудой нередко $\geq 4-5$. Вблизи Курил вклад в сейсмичность вносят и очаги на выходе фокальной зоны Тараканова восточного падения, если ориентироваться на данные А. Хасегава с коллегами по микроземлетрясениям этой зоны близ вулканического фронта (линия четвертичных вулканов) на о-ве Хонсю [11].

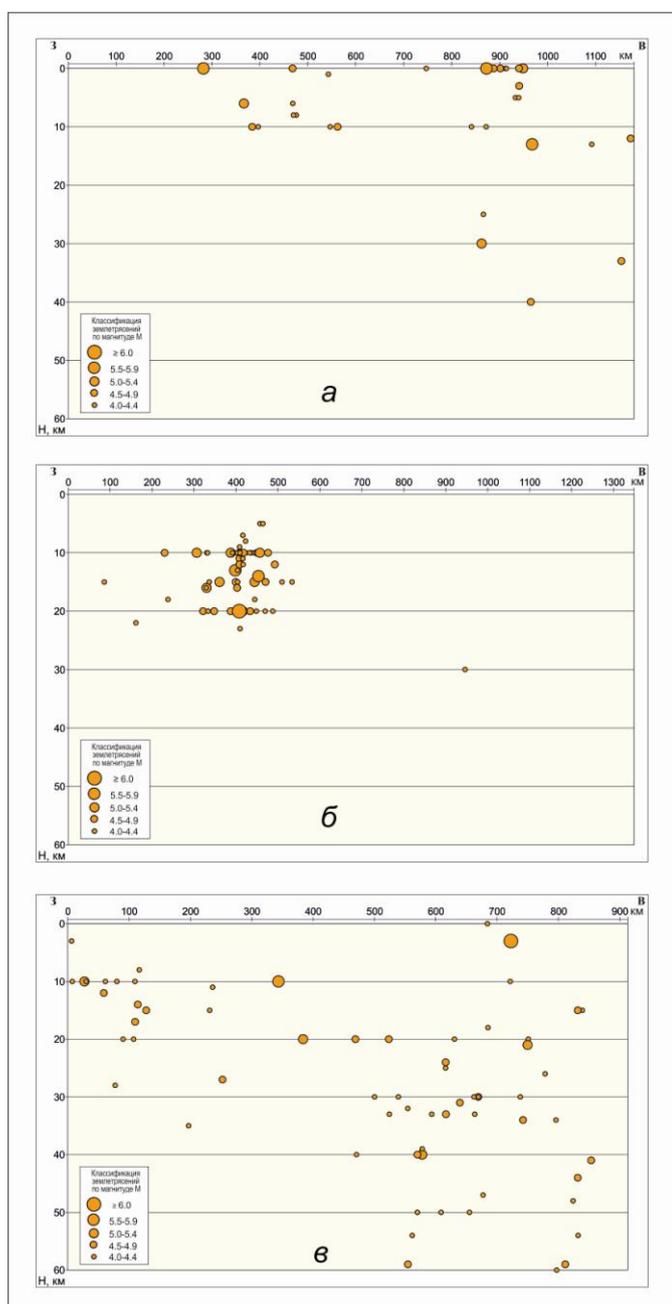


Рис. 3а-в. Вертикальные субширотные разрезы сейсмоактивных объемов Охотского моря вдоль линий А-А', Б-Б', В-В' в пределах ± 150 км. Их положение в плане см. на рис. 2.

Отметим разноглубинность гипоцентров: от 10 км на магаданском шельфе до 20-35 км на охотской окраине Сахалина и от 40 км в заливе Шелихова до 60 км в прикурильской зоне (рис. 3). Сейсмичность на Сахалине в работе [1] связывают с молодым, коровым и амагматичным срывом к востоку. Близ Курильских о-вов и Камчатки мелкофокусная сейсмичность в основном видимо вызвана гравитационным сползанием земной коры в тылу их фронтального глубинного надвига и опусканием дна Курильской котловины из-за оттока значительных объемов магмы кверху над зоной Беньофа [3, 10]. На магаданском шельфе приповерхностная сейсмичность возможно связана с подъемом деколлемента (поверхность срыва) северного аллохтонного мегаблока Охотского свода [6].

С учетом покровной структуры тихоокеанского склона Курильской островной дуги и рамповой структуры одноименного желоба на рис. 1, контрастного ($> 5-14$ км) рельефа докайнозойского акустического фундамента в Охотском море [9], регионального смещения к востоку GPS-пунктов между Байкалом и о-вом Хонсю после Великого Японского (Тохоку) мегаземлетрясения и цунами 11.03.2011 г. и региональной мелкофокусной (в основном в интервале глубин 10-25 км) сейсмичности востока Евразии [7, 12] приходим к выводу о «тихом ($M < 4.0$) срыве» к востоку земной коры под Охотским окраинным морем и его горно-равнинным обрамлением.

Настоящий доклад автор посвящает светлой памяти известного сахалинского сейсмолога, доктора физико-математических наук И.Н. Тихонова.

Литература

1. Ломтев В.Л., Жердева О.А. К сейсмотектонике: новые подходы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 3. С. 56–68.
2. Ломтев В.Л. Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. О строении и сейсмотектонике Курильской системы дуга–желоб // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. Т. 39, № 4. С. 219–238.
3. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новое в строении подводных конических гор и холмов у подножия охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 44–55.
4. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. № 4. С. 55–63.
5. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Гуринов М.Г. Новые данные о строении дна Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2009. № 3. С. 3–11.
7. Оскорбин Л.С., Бобков А.О. Макросейсмическое проявление землетрясений на территории южной части Дальнего Востока // Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 45–74.
8. Старшинова Е.А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря // ДАН. 1980. Т. 25, № 6. С. 1339–1343.
9. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
10. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность Охотского моря и ее вероятная тектоническая природа // Вопросы инженерной сейсмологии. 2014. Т. 41, № 1. С. 19–38.
11. Hasegawa A., Umino N., Takagi A., Suzuki Z. Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath northeastern Honshu (Japan) // Tectonophysics. 1979. Vol. 57. P. 1–6.
12. Shestakov N.V., Takahashi H., Ohzono M. et al. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // Tectonophysics. 2012, 524–525, p. 76–86. doi: 10.1016/j.tecto.2011.12.019.

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРО-ГРАНИТНОГО НЯТЫГРАНСКОГО КОМПЛЕКСА БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Р.О.Овчинников¹, 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 массив (террейн) относится к числу наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [1 и др.]. К наиболее древним образованиям в строении этого супертеррейна обычно относятся метаморфические породы амурской серии, а также пространственно сопряженные с ними интрузии амурского и древнебуреинского комплексов [3, 4 и др.], которым традиционно приписывается архейский возраст. В тоже время, как показали результаты геохронологических исследований, в составе этих комплексов оказались объединенными разновозрастные, но не раннедокембрийские, а более молодые (палеозойские и мезозойские) породы [5-7].

К следующему (условно раннепротерозойскому) структурному звену в схемах расчленения и корреляции геологических комплексов относятся [3, 4 и др.] слюдястые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов, а также интрузии гнейсовидных габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов нятыгранского комплекса. Принимая во внимание результаты геохронологических исследований, полученные для метаморфических образований амурской серии (см. выше), нельзя исключать, что породы нятыгранского комплекса являются наиболее древними интрузивными породами в строении Буреинского континентального массива. В этой связи, нами были выполнены геологические, геохимические и геохронологические исследования гнейсовидных габбро и биотит-роговообманковых гранитов указанного комплекса в северной части этого массива (бассейн р. Буря).

Исследуемые габбро и граниты образуют удлиненные тела мощностью до 300-800 м, участвующие в складчатых деформациях совместно со сланцами нятыгранской свиты. Обнаруженные нами контакты между сланцами и интрузивными породами являются тектоническими. Нами были исследованы три тела, представленные в береговых обнажениях р. Буря, не имеющие собственных названий, в связи с чем, условно поименованные по номерам: 1, 2, 3.

Тело №1 сложено мелко-среднезернистыми гнейсовидными роговообманковыми габбро. Главными породообразующими минералами этих пород являются плагиоклаз (45-60%), по составу отвечающий лабрадору-андезину, амфибол тремолит-актинолитового ряда (30-35%), практически нацело замещающий клинопироксен, и обыкновенная роговая обманка (до 10%). Среди аксессуарных минералов преобладают сфен, циркон. Структуры пород, в зависимости от степени метаморфических преобразований, варьируют от габбровой до гранобластовой.

Габбро по соотношению SiO_2 (47-55 масс. %) и суммы щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (2.9-3.2 масс. %) относятся к породам известково-щелочной серии. В тоже время они обладают высокими значениями отношения FeO^*/MgO (4.5 – 7.8), типичными для магматических пород толеитовой серии. Распределение РЗЭ в габбро имеет слабо дифференцированный характер ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 1.6 - 4.4$), при слабо выраженной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.76 - 0.94$. Графики нормированных к примитивной мантии концентраций микроэлементов иллюстрируют

относительное обогащение габбро в отношении Rb (12-48 ppm), Ba (253-341 ppm), Th (1.7-7.5 ppm), U (0.6-2.5 ppm), Pb (9-12 ppm), на фоне дефицита Nb (1.1-3.6 ppm), Ta (0.5-1.3 ppm).

Граниты, слагающие тела №2 и №3, представлены порфиридовидными амфибол-биотитовыми разностями с отчетливой гнейсовидностью. Главными породообразующими минералами этих пород являются кварц (25-35%), плагиоклаз (30-32%), отвечающий преимущественно олигоклазу, калиевый полевой шпат – ортоклаз (28-30%), биотит (8-10%), роговая обманка (до 2%). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом. Структуры пород, также как и в габбро, зависят от степени метаморфических преобразований и варьируют от гипидиоморфнозернистой и порфиридовидной до бластогранитовой.

Граниты по соотношению SiO_2 (71-74 масс. %) и суммы щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (6.4-8.0 масс. %) относятся к породам известково-щелочной серии. Однако им, также как и габбро, свойственны высокие значения отношения FeO^*/MgO (4.5 – 7.8). Величина $\text{ASI}=1.00-1.09$ в гранитах свидетельствует о слабой пересыщенности пород глиноземом. Распределение РЗЭ в гранитах имеет умеренно дифференцированный характер ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 4.8 - 11.8$), при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.32 - 0.45$. По сравнению с описанными выше габбро, граниты в большей степени обогащены крупноионными литофильными элементами, такими, как Rb (до 150 ppm), Ba (до 1000 ppm), Th (до 28 ppm), U (до 5.5 ppm), La (до 34 ppm), Ce, (до 62 ppm), Pb (до 25 ppm) при практически том же уровне накопления высокозарядных элементов.

Для геохронологических исследований (U-Pb метод по циркону) были использованы образцы гнейсовидного роговообманкового габбро из тела №1 (обр. С-1211), гнейсовидных амфибол-биотитовых гранитов из тела №2 (обр. С-1191) и из тела №3 (обр. С-1154).

Выделение циркона и геохронологические исследования выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) проводилось методике, опубликованной в [11]. Полученные результаты приведены на рисунке 1 и свидетельствуют о следующем:

1) Возраст гнейсовидных роговообманковых габбро (обр. С-1211) тела №1 составляет 933 ± 12 млн. лет.

2) Возраст гнейсовидных амфибол-биотитовых гранитов (обр. С-1191) тела №2 составляет 933 ± 8 млн. лет.

3) Возраст гнейсовидных амфибол-биотитовых гранитов (обр. С-1154) тела №3 составляет 940 ± 11 млн. лет.

Вышеприведенные результаты указывают на то, что исследованные породы, относимые к нятыгранскому комплексу, имеют не палеопротерозойский, как было принято считать ранее [4 и др.], а неопротерозойский возраст $\sim 940-933$ млн. лет. Учитывая, что и амфиболовые габбро, и амфибол-биотитовые граниты сформировались в пределах единой структуры, пространственно сближены между собой, а также обладают сходными геохимическими особенностями, можно достаточно обоснованно рассматривать их в качестве единой ассоциации.

Таким образом, полученные данные являются первыми прямыми свидетельствами проявления магматизма в раннем неопротерозое в строении континентальных массивов Буреинско-Цзямусинского супертеррейна. В этой связи получает объяснение факт присутствия значительного количества позднепротерозойских детритовых цирконов в верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных и терригенно-карбонатных отложениях "хинганской серии" [8].

Кроме того, представляется важным отметить, что полученные оценки возраста являются не только принципиально новыми для континентальных массивов Буреинско-Цзямусинского супертеррейна, но и самыми древними для этих структур. Близкие по возрасту гранитоиды (~ 927 млн. лет) [9] отмечаются в строении Аргунского супертеррейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, что, возможно, указывает на схожую или общую геологическую историю этих континентальных массивов. Такая идея подкрепляется также проявлением в строении указанных массивов магматизма не только раннего, но также среднего и позднего неопротерозоя [9-11 и др.].

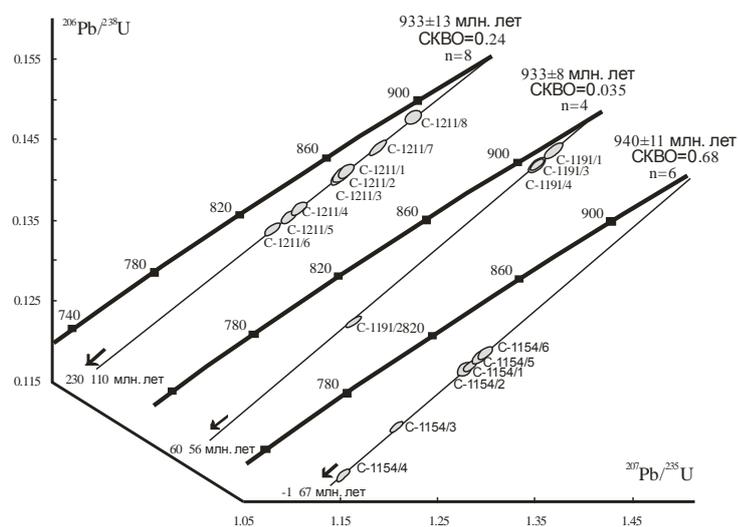


Рисунок 1

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (к.ф.-м.н. В.И. Рождествину, А.И. Палажченко, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), Геологического института КНЦ РАН (к.г.-м.н. Л.М.Лялину) за выполнение аналитических исследований.

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

Литература

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7-41.
2. Васильева В.В. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Хингано-Буреинская серия. М-52-ХVIII. / Редактор С.А.Музыльёв. Л.: ВСЕГЕИ, 1960.
3. 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.
4. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 1990. 215 с.
5. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст Амурской серии Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd-изотопных исследований // ДАН. 2009. Т. 428, № 5. С.637-640.
6. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов Амурского комплекса (Бурья-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 424, №5. С.644-647.
7. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Мезозойский возраст Урильской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb- и Lu-Hf-исследований детритовых цирконов // ДАН. 2013. Т. 453, № 4. С.416-419.
8. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Тектонические условия накопления и источник верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24, № 3. С. 3-26.
9. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1-30.
10. Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселев В.И. и др. Первые результаты U-Pb- геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // ДАН. 2010. Т. 434, №.2. С. 212-215.
11. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления Эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, №6. С.3-15.

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИАМУРЬЯ

А.Е. Пересторонин

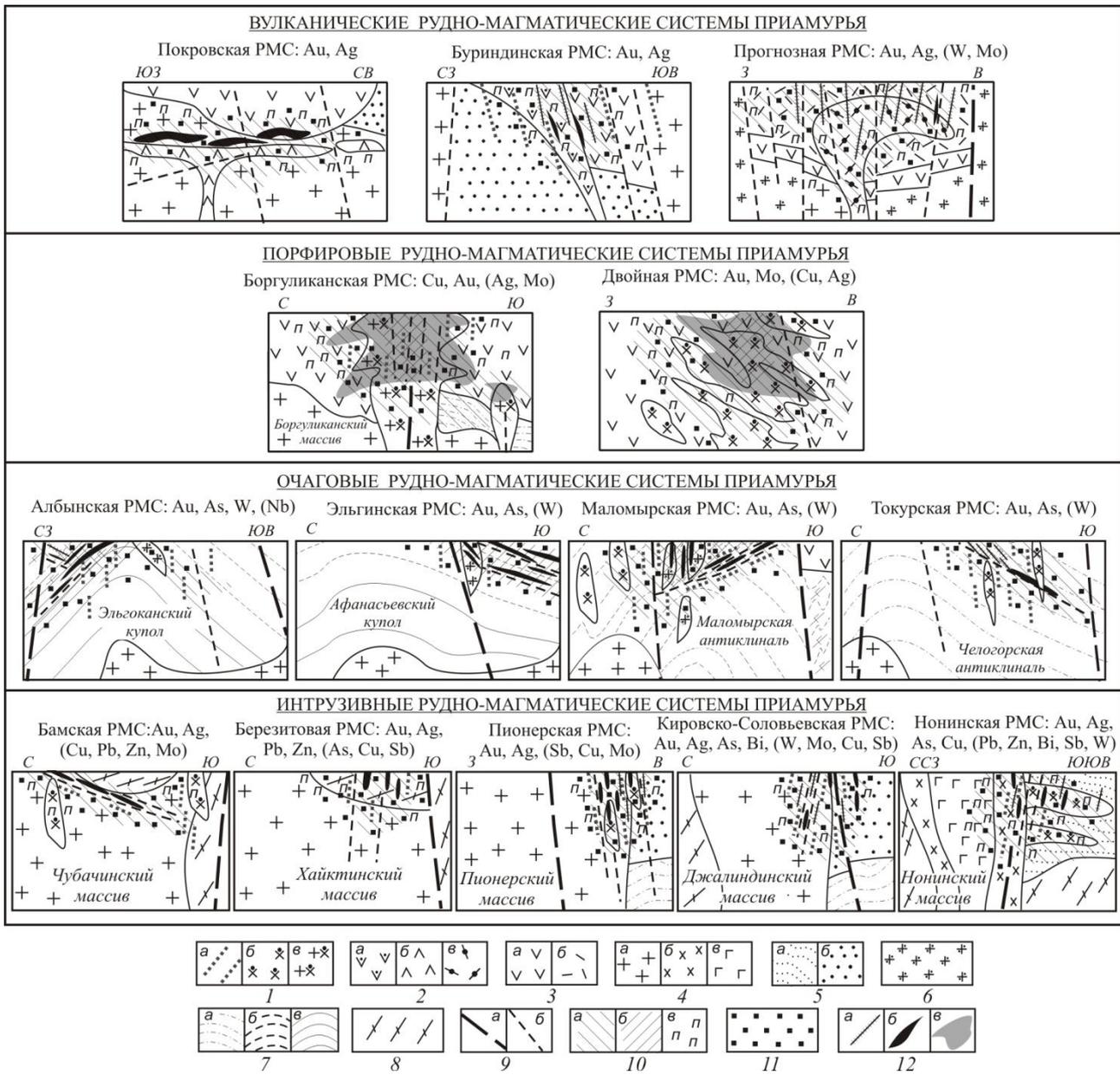
ООО «Амурмедь», г. Благовещенск

Любое рудное месторождение, вне зависимости от его масштаба, является составной частью сложной рудообразующей гидротермальной геологической системы, состоящей из ряда элементов, которые возникли при воздействии разного рода процессов, приводящих к концентрированию рудного вещества. Для золоторудных месторождений Приамурья такими геологическими системами являются рудно-магматические системы (РМС) [в представлении 1, 7]. Для образования месторождения в пределах подобной системы необходимо наличие следующих взаимосвязанных в пространстве и времени главных элементов [1, 7]: потенциального источника рудного вещества и его мобилизации (область генерации); последующей миграции рудного вещества (область транспорта); его концентрации (область рудоотложения). Важным фактором является сохранность оруденения от поздних эндогенных и экзогенных процессов. Соотношения и взаимосвязь вышеперечисленных элементов в пространстве и времени создают общую структуру рудообразующей системы, служащую, наряду с размерами, идентификационным её признаком. Кроме этого, необходимым условием образования и существования любой РМС является наличие разного рода рудоконтролирующих и рудоконцентрирующих факторов, благодаря которым происходило отложение рудного вещества.

Задачей прогнозирования является установление наличия и масштабов распространения каждой из областей, именно в совокупности создающих продуктивную на золото РМС. При этом сложность заключается в том, что доступна для наблюдений лишь область рудоотложения, которая собственно и является главным объектом изучения РМС. Изучение прочих областей возможно лишь методами различного рода реконструкций и предположений. Применительно к Приамурью более точным будет определение РМС: «рудно-магматическая система есть естественное сообщество магматических, метасоматических и рудных образований, а также геохимических полей разных уровней концентрирования элементов, обусловленное деятельностью генетически взаимосвязанных геологических процессов» [8].

По В.Г. Гоневчуку [5], основными объектами изучения являются локальные РМС третьего (участки, благоприятные для локализации оруденения) и, частично, второго («вторичные» дочерние очаговые структуры; ареалы магматических комплексов и фаз) порядков. В металлогенических подразделениях, соответственно – рудное поле (месторождение) и рудный узел. РМС ограничены во времени и пространстве [5] и в современном состоянии выражаются лишь признаками наличия каких-либо их составных частей. Главные из них: магматические породы; зоны тектонических нарушений; породы, вмещающие золотое оруденение; зональные ареалы метаморфизма (в случае их наличия); рассеянная сульфидная минерализация во вмещающих породах; ореолы метасоматитов; первичные геохимические ореолы; первичные золоторудные тела и составляющие их минералы; самородное золото в тех или иных формах.

Золоторудные месторождения Приамурья входят в состав благороднометалльных гидротермальных РМС, сформированных в период позднемезозойской тектоно-магматической активизации [4, 6] в тесной взаимосвязи с процессами интрузивного, субвулканического и эффузивного магматизма раннемелового возраста. Выделяется следующий ряд РМС (рис. 1), ранжированный по глубине их возникновения: *интрузивные, очаговые, порфировые и вулканические*. Наиболее значительные РМС приурочены к областям пониженной мощности земной коры, либо градиентам её понижения. Они обычно располагаются в краевых частях экстремумов поля силы тяжести и вблизи глубинных разломов, выраженных региональными гравитационными ступенями, а также на участках пересечения этих ступеней поперечными глубинными линеаментами [3].



1 – Проявления малообъемного магматизма мелового возраста: а - дайки; б - порфириновые тела среднего состава; в - порфириновые тела умеренно-кислого состава; 2 – субвулканические и экструзивные тела раннемелового возраста: а - андезиты; б - дациты; в - риолиты и риодациты; 3 –покровные вулканиты раннемелового возраста: а - андезиты; б - риолиты; 4 – гипабиссальные раннемеловые интрузии: а - преимущественно гранитоиды, в том числе щелочные; б - диориты; в - габбро; 5 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы: а - раннемеловые; б - юрские; в – позднепалеозойские гранитоиды; 7 – палеозойские осадочно-метаморфические толщи: а – затронутые метаморфизмом; б - слабо метаморфизованные; в – метаморфизованные до зеленосланцевой фации; 8 – докембрийские образования; 9 – разломы: а - глубинные, выраженные в гравитационном поле; б - прочие; 10 – ареалы гидротермально-метасоматических изменений: а - преимущественно филлизиты и березиты; б - преимущественно щелочные (фельдшпатолиты, альбититы); в - пропилитизация; 11 – ареалы рассеянной сульфидной минерализации; 12 – рудные тела: а - золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жилы; б – минерализованные, прожилково-вкрапленные зоны, линзы, брекчии; в - «порфировые» штокверки

Рис. 1. Типовые модели рудно-магматических систем Приамурья и их геохимическая специализация

В **интрузивных** золотоносных РМС оруденение ассоциирует с крупными, выведенными эрозией на земную поверхность раннемеловыми интрузиями гранитоидов, реже габбро-диоритов. Интрузии находятся в составе позднемезозойских плутонических и вулканоплутонических (ВПП) поясов. Золотое оруденение связано с заключительными этапами магматизма. Рудные и магматические тела взаимосвязаны, а основной объем руд локализуется непосредственно в интрузиях – в их краевых частях и в подэкранных обстановках. Реже руды

расположены в надапикальных частях интрузий. Часть оруденения размещена в экзоконтактах массивов. Выделяются следующие типовые интрузивные РМС (рис. 1): Бамская (Алдано-Становой щит) – в пределах Чубачинского массива тукурингского граносиенит-лейкогранитового комплекса раннемелового возраста [9] в составе Станового юрско-мелового плутонического пояса; Березитовая (Селенгино-Становой орогенный пояс) – в пределах Хайктинского массива амуджиканского комплекса субщелочных гранитов раннемелового возраста [2, 9] в составе Олекма-Нюкжинского ВПП (по Н.Н. Петрук, 2006); Пионерская (Аргунский орогенный пояс) – в пределах Пионерского массива верхнеамурского гранит-гранодиоритового комплекса раннемелового возраста в составе Умлекано-Огоджинского юрско-мелового ВПП; Кировско-Соловьёвская (на сочленении Монголо-Охотского орогенного пояса и Алдано-Станового щита) – в пределах Джалиндинского массива раннемелового буриндинского (?) гранодиорит-монцодиоритового комплекса; Нонинская (Буря-Ханкайский орогенный пояс) – в пределах Нонинской интрузивно-купольной структуры раннемелового иороханского магматического комплекса в составе ранне-позднемелового Хингано-Охотского вулcano-плутонического ареала. Вмещающие оруденение интрузии обычно прорваны поздними раннемеловыми штоками и дайками средне-щелочного и среднего составов. Золотое оруденение интрузивных РМС локализуется в пределах зональных пропилитовых и кварц-(карбонат)-мусковит-серицитовых (березитовых) гидротермально-метасоматических ореолов. Руды сложные по составу, мало-, умеренно-сульфидные и сульфидные. Последние характерны для Нонинской РМС в габбро-диоритах. Основной рудный минерал – пирит. По геохимии руды золото-серебряные с широким комплексом попутных элементов. Золото чаще средней пробы, мелкое до дисперсного, находится в сульфидах и кварце.

Для **очаговых** РМС (рис. 1) характерна разобщенность золотого оруденения и скрытых гранитоидных плутонов, выраженных крупными минимумами поля силы тяжести. Подобные РМС известны лишь в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса. К этому типу отнесены Албынская, Эльгинская, Маломырская и Токурская РМС (рис. 1). В юрских осадочных породах Стрелкинской впадины в последние годы выявлено месторождение Соловьёвское, как составной элемент Кировско-Соловьёвской РМС. Для очаговых РМС связь золотого оруденения и магматизма не явная, опосредованная. Причем на ранних этапах формирования РМС определенную роль играли процессы метаморфизма. Для большинства РМС характерны поздние дайки и мелкие штоки ранне-позднемелового возраста среднего до кислого составов. Исключение составляет Эльгинская РМС, где дайки отсутствуют. Очаговые РМС приурочены к куполовидным и антиклинальным структурам. Рудные тела локализуются в палеозойских метаморфических породах и позднепалеозойских гранитоидах. Основными процессами окolorудных изменений являются ранний щелочной (натровый) и поздний кварц-карбонат-серицитовый (березитовый) метасоматоз. Руды золото-кварцевые – не упорные и золото-сульфидные – упорные, зачастую сочетающиеся в пределах единой РМС. По геохимическому составу руды золото-мышьяковые с вольфрамом. Минеральный состав относительно прост. Руды мало-сульфидные. Основные рудные минералы арсенопирит и пирит. Золото средней до высокой пробы. Крупность его определяется соотношением золото-кварцевого и золото-сульфидного оруденения.

Порфировые золотоносные РМС (рис. 1) характерны для юрско-мелового Умлекано-Огоджинского ВПП. Оруденение порфириновых РМС связано с малыми порфириновыми интрузиями буриндинского гранодиорит-монцодиоритового комплекса. Оруденение и интрузии – дифференциаты единого рудно-магматического очага. Руды комплексные – медно-золотые молибден- и серебросодержащие (Боргуликанская РМС в связи с интрузиями гранодиорит-порфиринов), либо золотые молибден, медь и серебросодержащее (Двойная РМС в связи с интрузиями диорит-порфиринов). Рудные тела локализуются в пределах интрузий и, частично, во вмещающих их породах. Характерны зональные ореолы фельдшпатолит-филлизит-пропилитовых гидротермально-метасоматических изменений. Руды малосульфидные с тонким и дисперсным золотом средней пробы, находящимся в сульфидах, кварце, породообразующих минералах. Основной рудный минерал – пирит.

Вулканические золотоносные РМС (рис. 1) характерны для наложенных позднемезозойских ВПП и вулканических зон, где связаны с полифациальными комплексами субаэральных вулканитов при обязательном наличии экструзивных и субвулканических фаций. Продуктивные геологические формации: риолит-дацит-андезитовая, риолит-андезитовая. К этому типу относятся Покровская (Тыгда-Улундинская вулканическая депрессия), Буриндинская (Талданское вулканическое поле) и Прогнозная (Кудринская вулканическая депрессия) РМС. Первые две находятся в пределах Умлекано-Огоджинского ВПП, где связаны с вулканитами талданской свиты и комагматичного им талданского андезит-дацитового комплекса. Третья – в пределах Нижне-Зейской вулканогенной зоны в связи с кислыми вулканитами иркунской свиты и комагматичного ей иркунского риолитового магматического комплекса. Золотое оруденение локализуется обычно в краевых частях вулканических депрессий. Рудные тела сопровождаются сложными пропилит-кварц-карбонат-серицит-гидрослюдистыми гидротермально-метасоматическими ореолами с признаками кварц-адулярового метасоматоза. Руды золото-серебряные, золото-кварцевые, убогосульфидные, простые по составу. Основной рудный минерал – пирит. Золото тонкое и дисперсное, низкопробное, преимущественно в кварце.

Особенностями золотоносных РМС Приамурья является их полихронность, полигенность и полиформационность. На некоторых РМС золотое оруденение формировалось в несколько этапов, оторванных друг от друга по времени. По генезису РМС – плутоногенные, плутоногенно-вулканогенные, метаморфогенно-плутоногенные, вулканогенные. В пределах одной системы могут присутствовать минимум два различных формационных типа золотого оруденения, иногда отличающиеся по упорности руд (золото-сульфидное и золото-кварцевое; полиметаллическое и золото-кварцевое; золото-медное и молибденовое; золотое и вольфрамовое).

В заключении отметим, что для Приамурья определены 4 типа (группы) золотоносных РМС, образовавшихся в период позднемезозойской тектоно-магматической активизации, вызванной коллизией Алдано-Станового и Амурского геоблоков. В рамках типов выделены эталонные РМС, с которыми связаны промышленно значимые золоторудные месторождения. При внешней несхожести отдельных месторождений, каждый тип характеризуется общностью генезиса золотого оруденения, относительно сходным минеральным составом и геохимией руд.

Литература

1. Бакулин Ю.И. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования. – М.: Недра, 1991. – 192 с.
2. Вах А.С., Авченко О.В. и др. Новые изотопные U-Pb данные о возрасте метаморфических и магматических пород восточной оконечности Селенгино-Станового орогенного пояса // Доклады Академии наук. 2013. № 4. С. 432-439.
3. Вьюнов Д.Л., Носырев М.Ю., Степанов В.А. Прогнозирование рудных месторождений по геохимическим и геофизическим данным // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2007. № 3. С. 2-9.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Под ред. А.И. Ханчука. Кн.1. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 572 с.
5. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 298 с.
6. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С. и др. Приамурская золоторудная провинция.– Благовещенск: АмГУ, НИГТЦ ДВО РАН, 2008. – 232 с.
7. Романовский Н.П. Проблемы выделения и изучения рудно-магматических систем // Магматогенные рудные системы [сб. стат.]. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 11–21.
8. Спиридонов А.М. и др. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. – Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – 291 с.
9. Стриха В.Е. Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья.. Ч. 1,2. Благовещенск: Амурский гос. ун-т, 2012. – 384 с.

СРЕДНЕТРИАСОВЫЙ ВОЗРАСТ ГАББРО-ДИОРИТОВОГО ДЖИГДИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА)

А.А.Родионов¹, И.В. Бучко¹, Н.М. Кудряшов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,

²Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

Проблема формирования пермо-триасового магматизма южного и юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона привлекает внимание исследователей в течение многих лет. Этот магматизм объясняется активностью мантийного плюма [8], рассматривается как результат взаимодействия мантийного плюма с литосферой в условиях активной континентальной окраины [11] или связывается с обстановкой активной континентальной окраины, которая сменилась на поздних этапах ее развития широкомасштабными перемещениями вдоль трансформного разлома по границе континент-океан [10]. Такая неопределенность в отношении геодинамической обстановки формирования пермо-триасового магматизма рассматриваемого региона в значительной степени объясняется как различной степенью изученности его проявлений, так и отсутствием четких представлений об ареале его распространения. Если магматические области Восточной и Центральной Монголии, Западного и Восточного Забайкалья изучены достаточно хорошо, то восточное продолжение раннемезозойского магматизма, проявленного в Джугджуро-Становом и восточной части Селенгино-Станового супертеррейнов, исследовано значительно слабее. Это обстоятельство не позволяет провести корреляцию раннемезозойских магматических и тектонических событий в пределах южного и юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона и конкретизировать геодинамическую обстановку его проявления.

В данной публикации представлены результаты геохимических, U-Pb геохронологических исследований Джигдинского габбро-диоритового массива, который находится в пределах Иликанского блока (террейна) в юго-западной части Джугджуро-Станового супертеррейна. Рассматриваемый массив представляет собой вытянутое в северо-западном направлении интрузивное тело протяженностью около 4.5-5.0 км и шириной 0.8-1.2 км. Вмещающим породами для массива являются метаморфические породы иликанской серии, относимые в региональных стратиграфических схемах к нижнему архею [1 и др.], хотя в настоящее время имеются Sm-Nd изотопно-геохимические и U-Pb геохронологические данные о том, что возраст серии не древнее 2.7 млрд. лет [7].

Метаморфизованные габбро, габбро-диориты, диориты Джигдинского массива представляют собой мелко-среднезернистые породы с массивной текстурой и габбровой структурой. Несмотря на то, что первичные текстурно-структурные особенности сохранились хорошо, породы претерпели метаморфизм, проявившийся в развитии граната и биотита. В схеме корреляции геологических комплексов массив отнесен к хани-майскому комплексу метаморфизованных базитов и ультрабазитов условно раннеархейского возраста [1].

Метаморфизованные габбро, габбро-диориты характеризуются умеренными содержаниями Al₂O₃ (14-16 %), TiO₂ (0.6-1.0%), CaO (7.4-8.6%), отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ([La/Yb]_n= 6-12). В некоторых образцах отмечается положительная европиевая аномалия (Eu/Eu* до 1.7-1.8). Метаморфизованные диориты отличаются большими количествами TiO₂ (1.1-1.4%), более дифференцированным распределением лантаноидов ([La/Yb]_n= 12-16), при отсутствии европиевой аномалии (Eu/Eu*= 0.9-1.1). Графики нормированных к примитивной мантии концентраций редких элементов иллюстрируют обогащение пород в отношении Ba (до 2200 ppm), Rb (до 25 ppm), Sr (до 2200 ppm), La (до 33 ppm), Pb (до 10 ppm), при дефиците Nb= 0.5-5.5 ppm, Ta (0.1-0.5 ppm).

Для геохронологических исследований (U-Pb метод по циркону) использован образец биотит-амфиболового монцогаббро (обр. С-1255), отобранный юго-западной части массива. Выделение

циркона из этого образца и геохронологические исследования выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты).

Акцессорный циркон, выделенный из монцогаббро Джигдинского массива (обр. С-1255), представлен удлиненными прозрачными бесцветными дипирамидально-призматическими кристаллами, основными элементами огранки которых являются грани призмы {110} и дипирамиды {111}. Поверхность граней кристаллов ровная, ребра дипирамид часто сглажены или отсутствуют, трещиноватость проявлена лишь вдоль главной оси кристаллов. Размер зерен циркона изменяется от 125 до 50 мкм; Кудл.=3.0-4.0, для их внутреннего строения характерна четко проявленная зональность роста. Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы три размерные навески циркона 100-125, 75-100, 50-75 мкм (табл.). Аналитические точки изотопного состава циркона располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 244 ± 5 млн. лет, СКВО=0.0075. Морфологические особенности изученных цирконов указывают на их магматическое происхождение, что дает возможность рассматривать полученную для них оценку возраста (244 ± 5 млн. лет) как возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для монцогаббро Джигдинского массива.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что формирование Джигдинского массива произошло не в раннем архее, как было принято считать ранее, а в среднем триасе. При этом породы массива претерпели этап высокотемпературного метаморфизма.

Кроме того, полученные данные позволяют наметить корреляцию магматических событий на рубеже позднего палеозоя – раннего мезозоя в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Так возраст Джигдинского массива (~244 млн. лет) близок времени формирования монцогаббро Амнуактинского массива (~240 млн. лет [6]), габброидов дунит-троктолит-габбровых Лукиндинского (~250 млн. лет [5]) и Лучинского (248 ± 1 млн. лет [3]) массивов. Продолжением этого ареала в западном направлении, по-видимому, являются многочисленные пермотриасовые перидотит-троктолит-габбровые массивы южного обрамления Северо-Азиатского кратона (см. обзор в [2, 4]).

Также следует отметить, что на этот период приходится один из этапов формирования Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса, который прослеживается в пределах юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона вдоль его границы с Монголо-Охотским складчатым поясом на расстояние более чем 2000 км от запада Монголии до верховий рек Витим и Олёкма на востоке (см. обзор в [9]). В частности возраст упомянутых выше Джигдинского, Амнуактинского, Лукиндинского, Лучинского массивов практически совпадает с возрастом кварцевых порфиров куйтунской свиты (246 ± 2 млн. лет [9]) и щелочных гранитов нерчуганского комплекса (239 ± 5 млн. лет [9]). В этой связи можно констатировать, что в строении Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса наряду с гранитоидами и вулканитами участвуют также пермо-триасовые базитовые массивы и что этот пояс наложен на структуры не только Селенгино-Станового, но и Джугджуро-Станового террейнов.

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (к.ф.-м.н. В.И. Рождествину, А.И. Палажченко, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), Геологического института КНЦ РАН (к.г.-м.н. Л.М.Лялину) за выполнение аналитических исследований.

Литература

1. Агафоненко С.Г., Яшинов А.Л., Козак З.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Становая серия. N-52-XIV (Береговой). Под ред. Ю.В.Кошкова. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2007.
2. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э. и др. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т.47. №1. С. 166-182.

3. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // ДАН. 2007. Т.413. № 5. С.651-654.
4. Бучко И.В., Сорокин А.А., Изох А.Э. и др. 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., Ларионова Ю.О., Пономарчук В.А. и др. Результаты комплексного ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr, Sm-Nd) датирования расслоенного Лукиндинского массива (Селенгино-Становой супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. 2-5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, ИГГД РАН. – СПб: Sprinter, 2015. С. 47-48.
6. Бучко И.В., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др. Возраст и тектоническое положение Амнунактинского монцогаббро-монцодиоритового массива (восточная часть Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2016. (в печати).
7. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2011. Т. 438. №. 3. С. 355-359.
8. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление Евразии как отражение мантийного суперплюма // ДАН. 1997. Т.354. № 4. С. 497-500.
9. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса // ДАН. 2011. Т.441. №3. С.363-368.
10. 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.
11. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305-1320.

ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА, ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СЕВЕРНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (НОРА-СУХОТИНСКИЙ ТЕРРЕЙН)

Ю.В. Смирнов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Южно-Монгольско-Хинганский орогенный пояс (ЮМХОП) является одной из наиболее сложно построенных геологических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса. По существующим представлениям [1, 2], этот пояс протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и в приграничные районы Приамурья, где он “теряется” в зоне сочленения Аргунского (Аргун-Идермегского) и Буреинско-Цзямусинского супертеррейнов.

Северо-восточный фланг ЮМХОП, обычно рассматриваемый как Нора-Сухотинский террейн в российской литературе, который представляет собой “шовную” зону, возникшую на месте океанического пространства, разделявшего в палеозое Аргунский и Буреинско-Цзямусинский супертеррейны [1]. Он сложен фаунистически не охарактеризованными верхнепротерозойскими(?) вулканогенно-осадочными комплексами, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура, девона и нижнего карбона [1, 5]. На сегодняшний день для магматических комплексов северо-восточной части ЮМХОП получена только одна надежная оценка возраста (455 \pm 2 млн лет) для габбро-амфиболитов, ассоциирующих с metabазальтами, которые по геохимическим и изотопно-геохимическим особенностям близки к толеитам внутриокеанических островных дуг [6].

Кроме того, в последние годы выполнены геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования метавулканитов, метагабброидов и диабазов неклинской и дагмарской толщ северо-восточной части ЮМХОП. Установлено, что среди базитов, участвующих в строении этого террейна, достаточно уверенно диагностируются различия, сопоставимые с основными породами срединно-океанических хребтов и островных дуг [8]. Также было показано, что в структуре рассматриваемого террейна присутствуют монцодиорит-гранодиоритовые интрузии с возрастом 440 \pm 10 млн лет [7], которые представляют собой фрагмент раннесилурийской активной континентальной окраины (или энсиалической зрелой островной дуги).

В данной работе представлены результаты геохимических исследований терригенных пород главных стратиграфических подразделений северо-восточной части ЮМХОП (верхнепротерозойских(?) неклинской и дагмарской толщ, девонской(?) алевролитопесчаниковой толщи, нижнекаменноугольной граматухинской толщи), а также результаты U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований содержащихся в них детритовых цирконов.

На классификационных диаграммах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [3], $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [10] фигуративные точки составов терригенных пород исследуемых толщ располагаются в поле граувакк, вакк, сланцев и Fe-песчаников. На диаграмме A-F [4] составы пород отвечают грауваккам и субграуваккам, за исключением некоторых образцов алевролитов условно ниже-среднедевонской алевролитопесчаниковой толщи, составы которых отличаются меньшей фемичностью и соответствуют аркозам.

Распределение редкоземельных элементов в породах неклинской, дагмарской, алевролитопесчаниковой толщ и граматухинской толщи в бассейне р. Орловка имеет умеренно дифференцированный характер, о чем свидетельствует величина отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.1 - 18.0$ при слабо выраженной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.49 - 0.94$). В песчаниках и сланцах граматухинской толщи в бассейне р. Зея графики распределения лантаноидов имеют более крутой наклон $((\text{La}/\text{Yb})_n = 9.0 - 40.0)$ при еще менее проявленной европиевой аномалии

(Eu/Eu*=0.72–0.96).

Анализ спайдер-диаграмм свидетельствует о том, что в терригенных породах неклинской, дагмарской, алевролитопесчаниковой, граматухинской (в бассейне р. Зeya) толщ концентрации большинства литофильных и сидерофильных элементов находятся на уровне таковых в верхней континентальной коре. Относительный дефицит отмечается лишь для Ta, Nb. Песчаники граматухинской (в бассейне р. Орловка) толщи отчетливо истощены в отношении U, Th, Pb, Nb, Ta, Ni, Cr и, наоборот, обогащены Ba.

Среди детритовых цирконов (98 зерен), выделенных из полимиктового метапесчаника неклинской толщи (обр. Z-45-4), обнаружено 70 зерен этого минерала с конкордантными оценками возраста. Доминирующими являются цирконы раннепалеозойского (кембрий–ранний ордовик) (530–472 млн. лет, 54%) и позднерифейского (930–741 млн. лет, 41%) возрастов. Единичные цирконы имеют вендский (568–561 млн. лет, 3%), среднерифейский (~1.2 млрд. лет, 1%) и раннепротерозойский (~1.7 млрд. лет, 1%) возрасты.

Из 111 зерен детритовых цирконов из полимиктового метапесчаника дагмарской толщи (обр. Z-75-10) конкордантные оценки возраста получены только для 77 зерен. Преобладающая часть из них имеет раннепалеозойский (кембрий–средний ордовик) (528–469 млн. лет, 85%) возраст. Вендские (554–543 млн. лет, 3%), позднерифейские (800–770 млн. лет, 6%), раннепротерозойские (~1.8 млрд. лет, 5%; ~2.3 млрд. лет, 1%) цирконы представлены единичными зернами.

Для детритовых цирконов (99 зерен) из полимиктового алевролита девонской(?) алевролитопесчаниковой толщи (обр. Ю-74) получено 50 конкордантных оценок возраста. Среди них доминируют раннепалеозойские (кембрий–средний ордовик) (531–463 млн. лет, 48%), а также позднерифейские (1017–725 млн. лет, 32%) цирконы с существенной долей вендских (587–555 млн. лет, 8%) зерен. Цирконы среднерифейского (1.0–1.2 млрд. лет, 4%), раннепротерозойского (~1.8 млрд. лет, 4%), архейского (~2.6 млрд. лет, 4%) присутствуют в резко подчиненном количестве.

Среди детритовых цирконов (96 зерен), выделенных из полимиктового песчаника, отобранного из граматухинской толщи на левобережье р. Зeya (обр. Ю-78-7), обнаружено 68 зерен этого минерала с конкордантными оценками возраста. Доминирующими являются цирконы позднерифейского возраста, наибольшая часть которых (37%) образует популяцию со значениями в интервале 989–802 млн. лет. В значительном количестве присутствуют также цирконы вендского (599–546 млн. лет, 34%) и раннепротерозойского (1.9–2.5 млрд. лет, 24%) возрастов, единичные зерна имеют среднерифейский (~1.1 млрд. лет) возраст.

Для 104 зерен детритовых цирконов из полимиктового песчаника, отобранного из граматухинской толщи на левобережье р. Орловка (обр. С-1203-3), конкордантные оценки возраста получены только для 66 зерен. Практически все цирконы принадлежат раннепалеозойской (кембрий–средний ордовик) (534–467 млн. лет, 94%) популяции, более древние вендские и позднерифейские цирконы (615–548 млн. лет) представлены ограниченно (до 4%).

Обратившись к полученным данным, с определенной долей вероятности можно выделить три типа распределения возрастов детритовых цирконов.

Первый тип распределения, свойственный метапесчаникам дагмарской толщи (обр. Z-75-10) и песчаникам граматухинской толщи (в бассейне р. Орловка, обр. С-1203-2), характеризуется резким доминированием возрастных оценок в интервале кембрий–средний ордовик включительно и небольшим количеством вендских и позднерифейских значений. Таким образом, нижней возрастной границей этих толщ является средний ордовик. Верхняя возрастная граница дагмарской и граматухинской (в бассейне р. Орловка) толщ менее определенная. Если учесть, что в структуре ЮМХОП на границе с Мамыньским континентальным массивом выявлена раннесилурийская (440±10 млн лет; [7]) монцодиорит-гранодиоритовая ассоциация, продукты размыва которой присутствуют в силурийских отложениях Мамыньского террейна [9], но отсутствуют в дагмарской и граматухинской (в бассейне р. Орловка) толщах, то верхняя возрастная граница последних соответствует раннему

силуру.

Второй тип распределения возрастов детритовых цирконов характеризуется наличием двух доминирующих кластеров возрастных значений: раннепалеозойских (кембрий–ордовик) и позднерифейских. Он свойственен метапесчаникам неклинской толщи (обр. Z-45-4) и алевролитам алевролитопесчаниковой толщи (обр. Ю-74). Исходя из возраста наиболее молодых цирконов, нижней возрастной границей неклинской толщи является ранний ордовик, а алевролитопесчаниковой толщи – средний ордовик. Верхняя возрастная граница неклинской толщи определяется прорыванием ее позднедевонскими (~376 млн лет, неопубликованные данные авторов) гранитами. По-видимому, эту же возрастную границу можно распространить и на алевролитопесчаниковую толщу.

Третий тип распределения возрастов детритовых цирконов наблюдается в песчаниках граматухинской толщи в бассейне р. Зeya (обр. Ю-78-7). Он характеризуется наличием трех главных кластеров возрастных значений – вендских, позднерифейских и раннепротерозойских и резко отличается от распределения возрастов детритовых цирконов в песчаниках, отнесенных к этой же толще в бассейне р. Орловка. Это дает основание утверждать, что в данную толщу включены разновозрастные образования.

В песчаниках граматухинской толщи в бассейне р. Зeya наиболее молодые цирконы имеют поздневендский возраст. Таким образом, нижней возрастной границей рассматриваемых отложений является поздний венд. Верхняя возрастная граница граматухинской толщи в бассейне р. Зeya является неопределенной. Однако отсутствие в ней цирконов кембрийского и ордовикского возрастов, представленных во всех других исследованных отложениях, позволяет предположить, что толща является верхнерифейской. Такое предположение находится в противоречии с находками раннекаменноугольной фауны. В то же время нельзя исключать, что в составе толщи объединены разновозрастные отложения, поскольку фауна была обнаружена в известняках, а цирконы исследовались в терригенных породах.

В целом необходимо отметить, что изучаемые толщи существенно различаются по характеру распределения возрастов детритовых цирконов, а значит, не могут являться членами единой осадочной последовательности. Такая картина обычно наблюдается в пределах сложно построенных складчатых поясов, где осадочные комплексы сформированы за счет различных по структуре и возрасту источников. Исходя из общих представлений о строении ЮМХОП, последний не является исключением.

Таким образом, полученные данные подтверждают существующую точку зрения [1 и др.], согласно которой северо-восточный фланг ЮМХОП (Нора-Сухотинский террейн) представляет собой “шовную зону”, разделяющую Аргунский и Буреинско-Цзямусинский супертеррейны. Как следует из анализа геохимических данных, породы всех исследованных толщ ближе всего соответствуют осадкам, формирующимся в обстановках островной дуги или активной континентальной окраины. В современном структурном плане эти осадки, по-видимому, представляют собой фрагменты аккреционных комплексов, фрагментарно выходящие на поверхность из-под кайнозойских отложений Амура-Зейской впадины.

Совокупность имеющихся материалов позволяют предполагать, что северо-восточная часть ЮМХОП сформировалась в результате закрытия океанического бассейна, разделявшего в палеозое Аргунский и Буреинский континентальные массивы. Разрушение существовавших в среднем и позднем палеозое островных дуг и активных континентальных окраин должно было обеспечить поступление обломочного материала (в том числе циркона) в сопряженные с ними бассейны, о наличии которых свидетельствует палеозойская (девонская, нижнекаменноугольная) морская фауна. Однако в исследованных образцах, характеризующих неклинскую, дагмарскую, безымянную алевролитопесчаниковую и граматухинскую толщ, отсутствуют генерации циркона моложе среднего ордовика. В этой связи можно предположить, что эти толщи отвечают ранним этапам формирования северной части ЮМХОП. Более поздние отложения, по-видимому, остались не исследованными.

Автор благодарит сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, 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. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – 572с.
2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
3. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. – М.: Мир, 1976. – 535с.
4. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. – Л.: Наука, 1980. – 152с.
5. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Комплект схем. – Хабаровск: Дальгеология, 1994.
6. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // ДАН. 2012. Т. 445. № 1. С. 55–60.
7. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др. Раннепалеозойская монцодиорит-гранодиоритная ассоциация северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса (Нора-Сухотинский террейн): возраст, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 49–57.
8. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А. Геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические особенности метавулканитов, диабазов и метагабброидов северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // ДАН. 2016 (в печати).
9. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И. Геохимические особенности, геодинамические обстановки накопления, источники кластического материала нижнепалеозойских терригенных отложений Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литология и полезные ископаемые. 2016 (в печати).
10. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ МЕТАРИОЛИТОВ БОНДИХИНСКОЙ СВИТЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ю.Н. Смирнова¹, Н.М. Кудряшов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

К числу наиболее крупных континентальных массивов в пределах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса относится Аргунский супертеррейн. В качестве его "основания" предполагается наличие ранне- и позднедокембрийских магматических и метаморфических комплексов [1, 6]. Однако в последние годы были проведены целенаправленные геохронологические исследования [2, 7], которые поставили под сомнение их существование. К верхнему докембрию отнесены терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенные образования. Кроме того, в рассматриваемом регионе установлены интрузивные тела с возрастом 927-737 млн лет [14, 15].

В публикации представлены результаты минералого-геохимического и геохронологического (U-Pb) исследования метавулканитов условно средне-верхнерифейской бондихинской свиты, которая, как принято считать [5, 6], относится к позднепротерозойскому этапу формирования Аргунского супертеррейна. Бондихинская свита сложена интенсивно метаморфизованными вулканитами кислого состава, их туфами, мраморами и метаалевролитами. Вулканиты превращены в бластокатаклазиты и эпидот-актинолитовые, кварц-альбитовые сланцы. Преобладают сланцы с grano- и нематобластовой структурой, редко сохранены реликты порфириной структуры с микрофельзитовой основной массой. Также отмечается [5], что породы бондихинской свиты подобны протомилонитам и очковым милонитам по гранитам. По существующим представлениям породы бондихинской свиты лежат с размывом на метаморфических образованиях докембрия (?) и согласно перекрыты вулканогенно-осадочными породами верхнерифейской глубокинской свиты [5].

Представительная коллекция образцов из бондихинской свиты включает метаморфизованные дациты, риодациты и риолиты. В наименее измененных разностях вкрапленники представлены плагиоклазом, калиево-натриевым полевым шпатом, кварцем, биотитом и роговой обманкой. По содержанию SiO_2 (65.81-73.43 мас. %) и $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (5.11-7.62 мас. %), величине FeO^*/MgO (1.84-4.98), лежащих в основе классификационных диаграмм [3, 9], исследуемые вулканиты соответствуют дацитам, риодацитам и риолитам известково-щелочной серии.

Спектры распределения редкоземельных элементов в вулканитах бондихинской свиты умеренно дифференцированы ($[\text{La}/\text{Yb}]_n=6.38-26.16$) при отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии (0.65-0.88). При нормировании на примитивную мантию отмечается обогащение Rb (70-96 г/т), Ba (390-908 г/т), Th (7.70-13.88 г/т), U (0.75-3.94 г/т) и дефицит Nb (4-12 г/т), Ta (0.27-1.03 г/т).

Для геохронологического исследования использовался образец биотит-роговообманкового метариолита (обр. С-1250), отобранный из берегового обнажения в бассейне р. Шилка (Восточное Забайкалье). Акцессорные цирконы были выделены по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнено по модифицированной методике Т.Е. Кроу [8]. Концентрации U и Pb определены методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) с использованием смешанного трассера $^{208}\text{Pb}+^{235}\text{U}$, в качестве эммитера ионов использован силикагель. Уровень холостого опыта за период исследования составил менее 100 пг для свинца и 10-50 пг для урана. Все изотопные отношения исправлены на масс-фракционирование, полученное при изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982, равное $0.12\pm 0.04\%$. Ошибки в U-Pb отношениях не превысили 0.7-0.5%. Обработка экспериментальных данных осуществлялась при помощи

программам «PbDAT» и «ISOPLOT» [10, 11]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [13]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [12].

Цирконы, выделенные из образца метариолита (обр. С-1250), представлены идиоморфными прозрачными бесцветными кристаллами дипирамидально-призматической формы размером от 50 до 250 мкм при $K_{удл.}=2.0-4.0$. Поверхность граней кристаллов ровная, ребра четкие. Во внутреннем строении цирконов отмечается небольшое количество газожидких и твердофазных включений. Последние по составу соответствуют апатиту, редко калиевому полевому шпату и кварцу. В режиме катодлюминесценции в большинстве зерен отчетливо проявлена тонкая зональность роста. Геохронологические (U-Pb) исследования проводились по четырем размерным навескам циркона, содержащие в себе наименьшее количество включений. Аналитические точки изотопного состава циркона близконкордантны и располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 242 ± 6 млн лет, СКВО=0.095 (рисунок). Нижнее пересечение отвечает современным потерям свинца. Морфологические особенности изученных цирконов указывают на их магматическое происхождение, что дает возможность рассматривать полученную для них оценку возраста (242 ± 6 млн лет) как возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для биотит-роговообманкового метариолита бондихинской свиты.

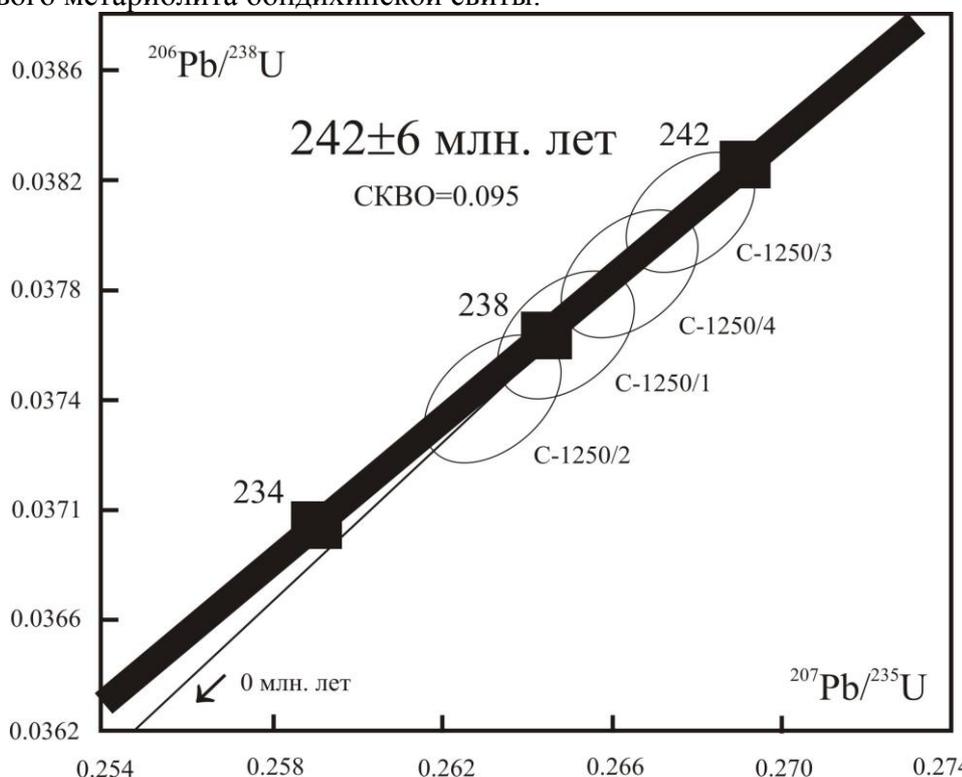


Рисунок. Диаграмма с конкордией для циркона из биотит-роговообманкового метариолита (обр. С-1250) бондихинской свиты.

Таким образом, на основе проведенных исследований установлено, что метариолиты бондихинской свиты имеют не средне-позднерифейский возраст, как было принято считать ранее [5], а среднетриасовый. В свою очередь, геохимический состав вулканитов бондихинской свиты, а также региональные построения [4 и др.] позволяют предполагать, что они, вероятно, отражают этап проявления субдукционных процессов в истории формирования Монголо-Охотского орогенного пояса.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (проект №15-I-2-043) и РФФИ (проект № 16-05-00150).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн / Под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – 572с.
2. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойский возраст гранитоидов бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 429. № 6. С. 779–783.
3. Магматические горные породы. / Под ред. О.А. Богатикова и др. – М.: Наука, 1983. Т. 1. – 768с.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
5. Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия / Под ред. А.С. Вольского. – С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2009.
6. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. – Хабаровск: ХГГГП, 1994.
7. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.
8. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
9. Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. et al. *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* / Cambridge University Press. 2002. – 236p.
10. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. – 35p.
11. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. 1a. – 49p.
12. 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. N. 2. P. 207–221.
13. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planet Science Letters*. 1976. V. 36. N. 2. P. 359–362.
14. Tang J., Xu W.L., Wang F. 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 Res.* 2013. V. 224. P. 597–611.
15. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *Journ. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. P. 1–30.

ЭДИАКАРСКИЙ ВОЗРАСТ ГАББРО И ДИОРИТОВ ГАРИНСКОГО КОМПЛЕКСА МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.А. Сорокин¹, Н.М. Кудряшов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

Выяснение хронологии проявления магматизма в строении континентальных массивов, заключенных в складчатую структуру Центрально-Азиатского пояса, является одной из главных задач, от решения которой зависит корректность создаваемых геодинамических моделей указанного пояса. При этом особое значение имеет реконструкция позднедокембрийских и раннепалеозойских процессов, поскольку именно с позднего докембрия начинают формироваться орогенные структуры Центральной Азии [1-4 и др.].

В восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса наиболее крупными структурными единицами являются Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский, Аргун-Идермегский), Буреинско-Цзямусинский супертеррейны, состоящие из более мелких террейнов (континентальных массивов). В строении этих массивов обычно выделяются ранне- и позднедокембрийские магматические и метаморфические комплексы [1, 5 и др.]. При этом существование первых ставится под сомнение результатами целенаправленных геохронологических исследований, выполненных в последние годы, а неопротерозойский этап магматизма подтвержден лишь единичными определениями [8-10]. Предметом данного исследования являются магматические породы гаринского комплекса Мамынского террейна, который относится к числу "ключевых" в строении этого террейна.

В составе комплекса объединяются [5] габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты. Для пород характерен гнейсовидный облик, интенсивный катаклаз и микроклинизация. Они перекрыты отложениями мамынской свиты раннего-среднего силура, а также прорваны ордовикскими гранитоидами октябрьского комплекса. Валидные геохронологические данные для пород гаринского комплекса отсутствуют, тем не менее, в легендах современных геологических карт [5] комплекс отнесен к раннему протерозою.

Нами были исследованы породы, слагающие типичные массивы гаринского комплекса (Усть-Инканский, Усть-Гаринский и Микиткинский). Геохронологические исследования выполнены в Геологическом институте Кольского НЦ РАН по методике, опубликованной в [7]. Полученные данные свидетельствуют о следующем:

1) Возраст гнейсовидных роговообманковых гранодиоритов Усть-Инканского массива составляет 488 ± 5 млн. лет.

2) Возраст гнейсовидных роговообманковых диоритов Усть-Инканского массива составляет 488 ± 8 млн. лет.

3) Возраст расланцованных габбро Микиткинского массива составляет 583 ± 6 млн. лет.

4) Возраст гнейсовидных амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Усть-Гаринского массива составляет 607 ± 8 млн. лет.

Таким образом, в составе гаринского комплекса оказались объединенными породы, имеющие различный возраст, при этом, ни в одном случае не подтверждены существующие представления [5] об их раннепротерозойском возрасте.

Наиболее древний (эдиакарский) возраст установлен для габбро Микиткинского (583 ± 6 млн. лет) и кварцевых диоритов Усть-Гаринского (607 ± 8 млн. лет) массивов. В настоящее время данные определения являются первыми геохронологическими свидетельствами магматизма этого возрастного уровня в строении Мамынского террейна. Исходя из геохимических особенностей пород можно предполагать, что их формирование связано с геодинамической обстановкой активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги.

Более молодой (позднекембрийский) возраст установлен для гранодиоритов (488+/-5 млн. лет) и диоритов (488+/-8 млн. лет) Усть-Инканского массива. Ранее близкий в пределах погрешности анализа возраст был установлен ранее для гранитов Ултучинского массива - 495+/-2 млн. лет [6] и трахириодацитов Косматинского вулканического поля - 490+/-2 млн. лет [7] того же Мамынского террейна, что свидетельствует о масштабности проявления позднекембрийского орогенного магматизма в его строении.

Исследования выполнены при поддержке Программы фундаментальных исследований ДВО РАН "Дальний Восток" (грант №15-I-2-043).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7-8. С. 59-75.
3. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3 – 32.
4. 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.
5. Серезников 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.
6. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь. U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. №5. С.54-67.
7. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые U-Pb геохронологические и геохимические данные для поздневендских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Доклады академии наук. 2015. Т. 465. №4. С.473-478.
8. Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселев В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // Доклады академии наук. 2010. Т. 434. № 2. С. 212-215.
9. Tang J., Xu W.L., Wang F., Wang W., Xu M.J., Zhang Y.H. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: Petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2012. V. 224. P. 597-611.
10. Wu F.Y., Zhang Y.B., Sun D.Y., Ge W.C., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sci. 2011. V.41. P. 1-30.

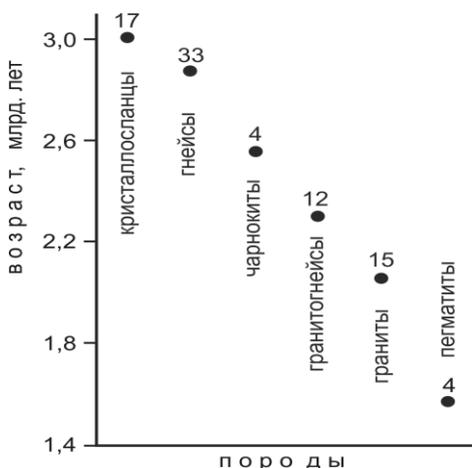
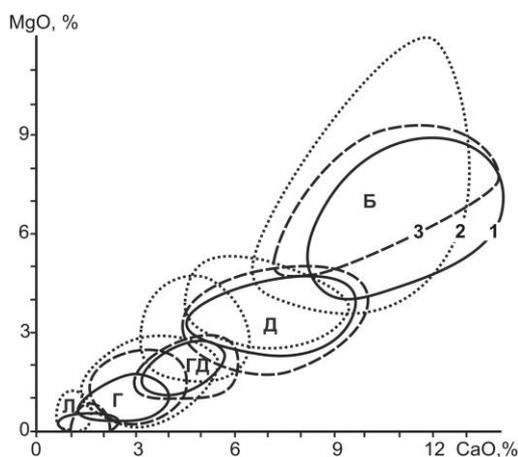
ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В.С. Шкодзинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Вследствие недостаточной еще изученности геологии Земли в девятнадцатом столетии один из основателей геологической науки Ч. Лайель предполагал, что в далеком прошлом происходили те же геологические процессы, что и в настоящее время. Это положение получило название принцип актуализма. С ним согласуется гипотеза О.Ю. Шмидта о холодной гомогенной аккреции нашей планеты. Однако к настоящему времени получено большое количество данных, противоречащих этим представлениям.

Исследования Луны выявили присутствие на ней анортозитовой коры мощностью около 100 км. Такая кора возникла путем всплытия плагиоклаза в глобальном океане магмы глубиной около 1000 км [1]. О присутствии в прошлом подобного океана на Земле свидетельствуют существование трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах из кимберлитов [2] и в кристаллических комплексах Алданского щита (рис. 1), уменьшение изотопного возраста (рис. 2) и температуры кристаллизации главных разновидностей их пород в полном соответствии с последовательностью формирования при фракционировании и множество других данных. Это указывает на горячую аккрецию Земли.



Оказалось, что содержание хорошо растворимых в металлическом железе сидерофильных элементов и фугитивность кислорода в мантийных породах соответственно на 2 и 4 порядка больше, чем в случае химической равновесности этих пород с железом [3]. Это свидетельствует о том, что силикатные и железные частицы никогда не были перемешаны в земных недрах и не

выпадали одновременно, как предполагается в гипотезе гомогенной аккреции. Как показали Харрис и Тозер [4], железные тела выпадали раньше силикатных вследствие в двадцать тысяч раз большей скорости их слипания в протопланетном диске под влиянием магнитных сил. Следовательно, аккреция была гетерогенной.

В случае холодного образования Земли магмы могли формироваться только путем отделения выплавки в расплавленных на 0,1 – 20 % мантийных перидотитах [3]. При большей степени плавления выплавки не соответствуют по составу природным магматическим породам. Однако экспериментальные исследования [5] указывают на то, что расплав не отделяется от перидотитов при плавлении менее, чем на 30 %, вследствие большой прочности их кристаллического каркаса. Это подтверждается автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах даже при содержании его около 40 %. Минеральные равновесия в различных мантийных ксенолитах свидетельствует о падении температуры в верхней мантии примерно на 200 °С за каждый миллиард лет и об отсутствии в ней эпизодов разогрева и частичного плавления [2]. Все это указывает на ошибочность господствующих представлений о формировании магм путем частичного плавления.

Эти результаты в новом свете представляют природу и эволюцию главных геологических процессов в истории Земли. Ее железное ядро сформировалось раньше силикатной мантии, что согласуется с изотопными данными о возникновении его в первые 30 – 50 млн. лет после начала образования Солнечной системы [6]. Быстрая аккреция ядра из крупных тел резко сократила потери импактного тепла на излучение и привела к изначальному существованию в нем очень высокой температуры. Это объясняет присутствие в настоящее время между мантией и ядром скачка температуры до 3000 К [7], постоянный подогрев мантии ядром и существование в ней конвекции. Последняя, таким образом, является термальной, а не термохимической. Для ее объяснения не требуются недоказуемые предположения о выделении в мантию из ядра разуплотняющих ее литофильных элементов и о невероятном присутствии в нем мощных процессов генерации тепла.

Выпадавшие на железное ядро силикатные частицы плавилась под влиянием импактного тепловыделения и сформировали силикатный магматический океан [2]. Его придонные части кристаллизовались под влиянием роста давления образующихся верхних частей. Кумулаты сформировали породы нижней мантии, а расположение по плотности различных остаточных расплавов и недифференцированных ультраосновных магм привело к образованию слоистости в океане. Небольшая глубина раннего магматического океана и пониженная сила тяжести на еще небольшой Земле обусловили образование большого объема низкобарических остаточных расплавов при придонном фракционировании. В зависимости от степени кристаллизации они варьировали по составу от толеитов до гранитов. Это впервые объясняет происхождение и широкое распространение толеитов и гранитов на Земле, преимущественно кислый состав и большую мощность (до 40 – 50 км) кристаллической коры древних платформ и ее древний возраст. Предположению о формировании гранитоидов путем обособления кислых выплавки из эклогитов [3] противоречат отсутствие гранитных обособлений в многочисленных изученных ксенолитах этих пород в кимберлитах, значительно более древний возраст кислой кристаллической коры (3,8 – 2 млрд. лет) по сравнению с эклогитами (в среднем 1,4 млрд. лет [2]) и, как отмечалось, отсутствие процессов отделения выплавки в слабо подплавленных породах. Декомпрессионно-фрикционное плавление пород кислой коры при последующем выжимании и всплывании их в зонах коллизии привело к формированию большинства более молодых гранитоидных батолитов и кислых вулканитов.

Высокотемпературность минеральных парагенезисов кристаллической коры обусловлена их магматическим происхождением и не связана с обычно предполагаемым существованием труднообъяснимого разогрева и метаморфизма гипотетических мощных осадочно-вулканогенных толщ. Это согласуется с идентичностью их с парагенезисами магматических пород, с распространением на огромных площадях и с отсутствием в них зональности и реликтов низкотемпературных минералов, которые наблюдаются в реальных метаморфических толщах. На ранней стадии аккреции силикатного материала еще не произошла конденсация в

протопланетном диске низкотемпературных воды и окиси калия [3]. Поэтому падавший силикатный материал был беден этими компонентами. Это объясняет пониженное их содержание в кислой кристаллической коре и преобладание в ней гиперстеновых плагногнейсов. Обособление остаточных расплавов при кристаллизации ортогнейсов привело к образованию в них многочисленных автохтонных гранитных тел. Это решает проблему региональной гранитизации докембрия, которая около двух веков была предметом острой малопродуктивной дискуссии.

Вследствие возрастания плотности с глубиной (от 2,3 до 2,8 г/см³) в расслоенном магматическом океане при остывании не происходили обширные процессы конвекции расплава. Поэтому он длительно затвердевал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь. Раннее затвердевание кислой коры обусловило древний возраст начала формирования на ее поверхности осадочных пород и их частый разнотемпературный метаморфизм под влиянием еще горячего основания.

Величина импактного разогрева при образовании мантии сначала была относительно небольшой, но сильно возрастала в процессе последующей аккреции вследствие постепенного укрупнения частиц в протопланетном диске. Величина этого возрастания температуры оценивается в 1500 – 3600 °С [3, 8]. Из этого следует, что в мантии сразу после образования температура увеличивалась снизу вверх. То есть в ней существовал геотермический градиент, обратный по отношению к современному. Верхняя часть мантии была расплавленной и в ней находился расслоенный по составу океан магмы глубиной около 240 км [2].

Более холодные породы нижней мантии имели большую плотность, чем верхней горячей. Поэтому они не могли всплывать до земной поверхности и формировать плюмы. Из этого следует важный вывод о том, что в раннем докембрии не существовали океанические области и геодинамические обстановки современного типа, как часто предполагается. Поэтому к образованиям этого возраста не применимы термины современной геодинамики. В последующем верхняя мантия остывала вследствие теплоотдачи в более холодную земную кору, а нижняя разогревалась в основном под влиянием изначально очень горячего ядра. В результате примерно 2 – 1 млрд. лет назад произошла инверсия распределения температуры, возник современный геотермический градиент и начали подниматься нижнемантийные плюмы. Это объясняет появление типичных траппов и эвгеосинклинальных магматических пород складчатых поясов в основном в конце протерозоя, а современных глубоких океанов только в юре. В плюмах происходило декомпрессионное плавление толеитовых по составу эколгитов, возникших путем затвердевания низкобарических расплавов раннего океана магмы. Это привело к образованию большого количества толеитовых магм и продуктов их фракционирования (различных щелочных и субщелочных глубинных и кислых малоглубинных).

До инверсии температурного градиента главные геологические процессы были связаны с погружением закристаллизовавшихся и поэтому уплотнившихся верхних частей постааккреционного магматического океана (вместе с возникшими на них осадочными породами) и всплыванием на их место нижних более горячих и основных. В результате на гнейсовой коре сформировались зеленокаменные пояса, парагнейсовые, сланцевые и различные терригенные и магматические комплексы. Образование их исходных расплавов в позднем магматическом океане обусловило обогащенность большинства из них расплавофильными компонентами и существенные отличия состава этих пород от фанерозойских океанических. Вследствие высокой текучести магм верхний кислый слой магматического океана и сформировавшаяся из него кристаллическая кора сначала должны были покрывать всю поверхность Земли. Поэтому ранние горячие мелководные морские бассейны располагались на еще мало деформированной тонкой пластичной кислой кристаллической коре и в них тектонические и магматические процессы существенно не отличались от континентальных. Это объясняет однотипность древнейших пород на всех платформах.

Разогрев нижней мантии под влиянием ядра должен был сопровождаться зарождением в ней конвекции, сначала в самых глубинных ее частях, затем и во все менее глубинных.

Примерно 2 млрд. лет назад конвективные струи стали достигать основания литосферы, возникшей в результате кристаллизации постааккреционного океана. Это привело к ее интенсивным деформациям и объясняет появление в это время в гнейсовых комплексах многочисленных надвигов и зон катаклаза и милонитизации.

Последовательный подъем остаточных расплавов из кристаллизовавшихся разных по составу слоев магматического океана привел к закономерной эволюции состава магматизма древних платформ от кислого к субщелочному и щелочному среднему, основному, карбонатитовому и кимберлитовому. Формирование кимберлитовых магм из последних остаточных расплавов нижнего перидотитового слоя магматического океана объясняет их преимущественно молодой фанерозойский возраст и очень высокое содержание расплавофильных элементов (до тысячи хондритовых норм легких редких земель). Это же является причиной их пониженной температуры, взрыва на заключительной стадии подъема под влиянием законсервированного декомпрессионным затвердеванием высокого внутреннего давления газовой фазы, отсутствия кимберлитовых лав, небольшого объема кимберлитовых тел, распространения их только на древних кратонах (правило Клиффорда) и содержания в них алмазов. Все особенности алмазов подтверждают их кристаллизацию в процессе магматического фракционирования [2].

Преобладающие в офиолитах, в мантийных ксенолитах и под современными океанами гарцбургиты содержат очень мало литофильных компонентов, что обычно объясняют гипотетическим деплетированием их вследствие удаления из них основных выплавок. Однако, как отмечалось, выплавки не отделялись от материнских пород. Кроме того, на Земле нет такого большого объема основных магматических пород, чтобы объяснить преобладание обедненных пород в мантии мощностью в почти три тысячи километров. При гетерогенной аккреции Земли их существование является естественным следствием бедности раннего силикатного вещества мантии низкотемпературными конденсатами протопланетного диска. Обогащенные литофильными компонентами магматические породы сформировались преимущественно в результате накопления этих компонентов в остаточных расплавах магматического океана или магматических камер в земной коре и верхней мантии. Следы кристаллизации таких остаточных расплавов в мантийных ксенолитах из кимберлитов обычно принимаются за проявления гипотетических процессов метасоматического привноса химических компонентов в мантию.

Таким образом, новейшие данные принципиально по-новому объясняют природу большинства геологических процессов и свидетельствуют об их направленной эволюции в истории Земли. Они требуют отказа от большинства распространенных, но необоснованных и ошибочных представлений.

Литература

1. Snyder, G.A., Borg, L.E., Nyquist, L.A. Taylor, S.A. Chronology and isotopic constrains on Lunar evolution // *The origin of the Earth and Moon*. Univ. of Ariz. Press. 2000. P. 361–395.
2. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). – Якутск: Изд. СВФУ, 2014. – 452 с.
3. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. – М.: Недра, 1981. – 584 с.
4. Harris, P.G., Tozer, D.C. Fractionation of iron in the Solar system // *Nature*. 1967. V. 215. P. 1449–1451.
5. Arndt, N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1977. V. 76. P. 424–428.
6. Литасов К.Д., Шацкий А.Ф. Современные представления о составе ядра // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 1. С. 31–62.
7. Raymond, J., Quentin, W. The core-mantle boundary region // *Review of Miner.* 1998. V. 37. P. 241–259.
8. Федорин Я.В. Модель эволюции ранней Земли. – Киев: Наукова думка, 1991. – 112 с.

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ ЗОЛОТОНОСНОСТИ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, СОДЕРЖАЩИХ МЕЛКОЕ И ТОНКОЕ ЗОЛОТО

С.И. Бородавкин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В связи с выработанностью потенциала россыпей с относительно крупным золотом, которое удовлетворительно улавливается гравитационным способом, проблема поисков, разведки и отработки россыпей с мелким и тонким золотом является весьма актуальной. Гравийно-галечные отложения крупных рек золотоносных провинций могут стать нетрадиционным источником золота вследствие его тонкой размерности.

Оценка россыпного потенциала аллювия крупных рек с тонким и мелким золотом требует совершенно иного подхода. Такие россыпи обладают рядом специфических особенностей, которые создают большие трудности при их поисках, оценке ресурсов, разведке и отработке. По данным В.К.Флерова [2] на фракцию $-0,147+0,104$ мм приходится 74,68% золота, $-0,104+0,074$ мм – 20,86% и на фракцию $-0,074+0,038$ мм – 4,46%.

Формирование таких россыпей существенно отличается от образования россыпных месторождений с относительно крупным золотом. Мелкие и тонкие его классы обычно обладают высокой степенью уплощённости и минимальной гравитационной крупностью. Это обуславливает его высокую подвижность и большую дальность миграции в водном потоке. Концентрация такого золота в аллювии подчиняется иным законам, чем крупных размерностей, поскольку оно чаще встречается в верхних частях аллювия [1]. Благоприятные условия для его концентрации часто возникают в головках галечниковых кос, причём, непосредственно у поверхности. Так, наиболее высокие концентрации свободного золота установлены на косах в поверхностном слое галечников р.Зея (среднее 373 мг/м^3). Самые крупные золотины не превышают размера 0,63 мм, а основная его масса представлена фракцией $-0,315+0,2$ мм. Форма зёрен – пластинчатая, часто с рваными краями (рис. 1), уплощённость – от 8,37 до 14,4 единицы, а толщина чешуек (меньше 0,05 мм) остаётся неизменной. Цвет золота – густо-жёлтый, проба – обычно высокая.

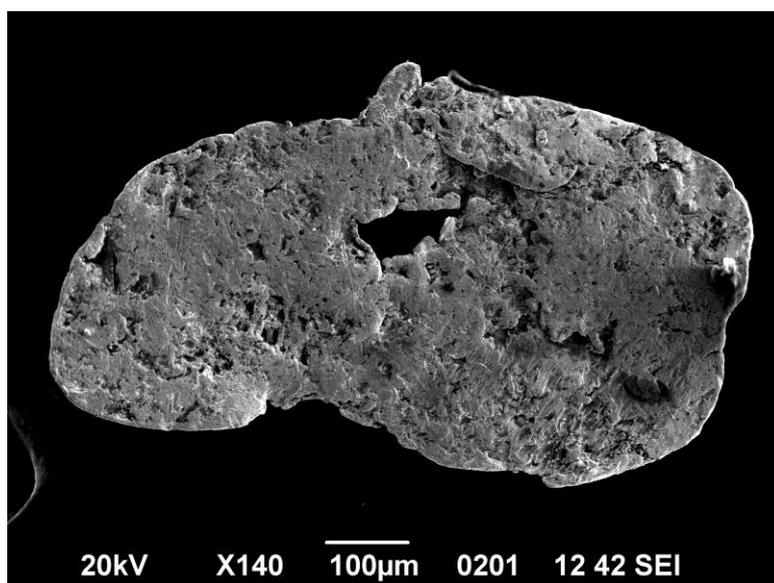


Рисунок 1. Типично косовое чешуйчатое золото из пойменных отложений р.Зея.

Приведённые сведения о гранулометрическом составе свободного золота отражают лишь верхний предел его размерности, в то время как нижний предел размера зёрен и их количество остаются неизвестны, хотя есть основание полагать, что они значительны. Согласно результатам анализов пробы песко-гравия, где из концентрата, намытого из пробы весом 6,1 кг, была получена корточка весом 0,116 мг х.ч.золота, из концентрата перемывки хвостов этой пробы весом 5,8 кг дополнительно была получена корточка 0,039 мг х.ч. золота. Добавление составило более 25%. Несомненно, это – неполная величина его потерь.

Пылевидные частицы золота практически не улавливаются в процессе промышленной промывки золотоносного материала. После отбора свободного золота под бинокулярном пробирным и атомно-абсорбционным анализом устанавливается постоянное присутствие его во всех фракциях шлиха. В пересчёте на массу это повышает общее содержание в среднем в 1,45 раза (29 анализов). Амальгамация тяжёлой немагнитной фракции шлиха, после отбора из неё свободного золота, даёт увеличение его содержания в пересчёте на массу в 1,41 раза (9 анализов). Полученные оценочные коэффициенты практически совпадают, и это может служить доказательством того, что основная масса неизвлечённого под бинокулярном металла также находится в свободном состоянии.

Для определения более полного содержания золота в террасовых отложениях р.Зея в районе г.Свободного автором было применено частичное обогащение на лотке материала фракции -0,5 мм, отобранного из них бороздовых проб. Состав отложений – песчано-гравийный, средняя доля мелкой (-0,5 мм) фракции – 12-15%. Среднее содержание золота в песко-гравийном материале на опробованную бороздой мощность 4 м составило 0,129 г/т по прямому пробирному анализу, в выделенной из него мелкой фракции (-0,5 мм) составило 0,549 г/т. В пересчёте от результатов, полученных из шлихов этого материала на исходную фракцию -0,5 мм – 1,03 г/т по пробирному анализу. Эти результаты отличаются в 1,88 раза в пользу дообогащённого продукта.

Некоторое дообогащение материала проб аллювия промывкой их фракции -0.5 мм на лотке в закрытой системе повышает в промпродукте содержание золота, что увеличивает чувствительность и точность пробирной оценки золотоносности фракции, несмотря на некоторые потери дисперсного золота.

В действительности, в аллювиальных отложениях такого золота значительно больше, но всё оно не попадает в концентрат при одноразовой промывке. Нами установлено, что при экспериментальном тройном перемыве проб в лотке в шлих при первой промывке попадает в среднем только около 50% золота (табл.).

Таблица. Результаты обогащения материала

Глубина отбора, м	Вес пробы, кг	Порядковый номер промывки	Вес корточки хч Au, мг %	Суммарный вес золота, мг
1 – 2	2,8	1	$\frac{1,744}{61}$	2,864
		2	$\frac{0,578}{20,2}$	
		3	$\frac{0,542}{18,8}$	
2 – 3	3,3	1	$\frac{0,738}{40,4}$	1,824
		2	$\frac{0,768}{42,21}$	
		3	$\frac{0,318}{17,4}$	
3 – 4	3,2	1	$\frac{0,428}{23,5}$	1,824
		2	$\frac{0,886}{48,6}$	
		3	$\frac{0,510}{27,9}$	

Для решения проблемы повышения объективности оценки потенциала тонкого и мелкого золота в аллювиальных отложениях крупных рек одной из первоочередных задач является усовершенствование методов опробования в процессе их разведки. Поэтому, реальное содержание такого золота в материале может быть определено лишь цианированием и, возможно, амальгамацией крупнообъёмной пробы или приближено оценено с применением изложенного нами подхода.

Одним из примеров таких россыпей являются пойменные отложения р.Зея в районе г.Свободного, где в начале XX века на протяжении более 50 км Суражевским приисковым управлением отрабатывались так называемые «закрытые косы», а позднее добычные работы проводились мелкими старательскими артелями. Золотоносность верхних горизонтов аллювия подтверждена на отрезке от устья р.Селемджа до г.Свободного на протяжении 65 км при ширине пойменных отложений 25-30 км. Мощность горизонта галечников первой надпойменной террасы в 1986 г. была определена методом ВЭЗ (вертикального электрического зондирования) по двум профилям и составляет 20-30 м (рис. 2).

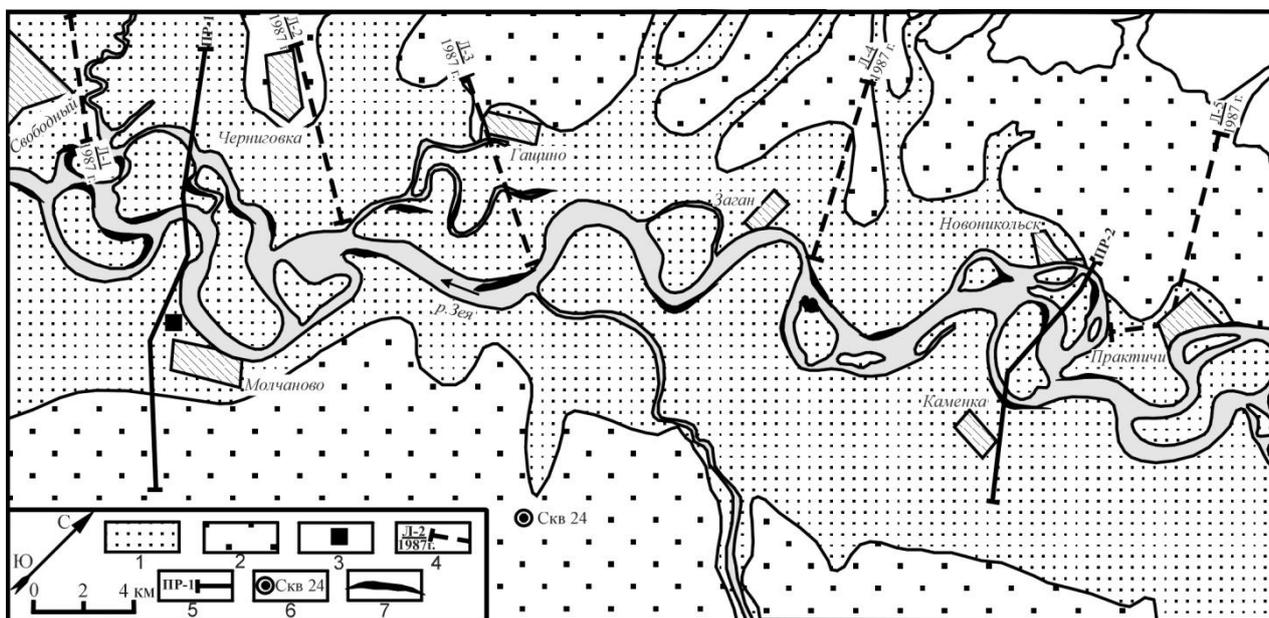


Рисунок 2. Геологическая карта долины р.Зея с буровыми и геофизическими профилями.

1 – современные отложения (Q_{IV}). Пески, галечники, алевриты, глины. 2 –Верхнечетвертичные отложения (Q_{III}). Галечники, глины, пески, алевриты. 3 – Молчановский карьер. 4 – поисковые буровые линии АГРЭ 1987 г. и их номера. 5 – геофизические профили АмурКНИИ 1986 г. и их номера. 6 – буровая скважина. 7 – места старательских отработок.

Таким образом, объём горизонта галечников этого отрезка реки огромен, а потенциал содержащегося в нём золота даже при минимальных его содержаниях уникален. В местах, где разрабатываются месторождения песчано-гравийной смеси для производства щебня, из отситованной мелкой фракции целесообразна организация попутного извлечения золота методом кучного выщелачивания.

Литература

1. Блинов А.А. О генетических типах россыпей мелких и тонких частиц золота в речных отложениях // Отечественная геология. 2014. № 5. С. 9-13.
2. Флёров В.К. Современные аллювиальные россыпи на косах и намывных островах // Труды треста «Золоторазведка» и института НИИГРИ золото. Вып. 5. М.-Л.: из-во НКТП, 1937. 99 с.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНОВ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

А. П. Ван-Ван-Е

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

На территории Дальневосточного региона России выявлено около 85 видов рудных и нерудных полезных ископаемых, локализованных как в коренных, так и в россыпных месторождениях, однако в настоящее время осваиваются только 20-24 из них. Основными продуктами горного производства являются золото, алмазы, углеводороды и уголь, суммарная стоимость которых добытых в 2012 году составляла 92 % от стоимости всех видов продукции, полученной за этот период. Подобное состояние с использованием сырьевого потенциала определяет характерную структуру горного производства ДФО, заключающуюся в «точечном» (выборочном) освоении месторождений только «выгодного» сырья, разработка которого обеспечивает высокую прибыль [1].

Важнейшее значение для формирования и активного использования георесурсов минерально-сырьевых центров имеет территориальная организация экономически и технологически увязанных производственных единиц, расширение транспортных коммуникаций, усиление роли металлургии и машиностроения с учетом удовлетворения внутренних потребностей и экспортных поставок. С этих позиций формирование горнорудных районов целесообразно на территориях, которые обладают активным или прогнозируемым ресурсным потенциалом в пределах соответствующих минерально-сырьевых центров [2, 3]. Выделяемые нами горнорудные районы (ГРР) охватывают различные по степени изученности, опосредованности и разведанности регионы; многие минеральные объекты требуют выполнения поисково-разведочных работ, а в ряде случаев необходимы предварительные прогнозные исследования с целью более целенаправленного проведения детальных поисков или разведки. Нижеприводимая характеристика выделяемых горнорудных районов (табл. 1, рис. 1) отражает сырьевую специализацию минерально-сырьевых центров, позволяющих определить очередность их освоения, в связи с тем, что активная организация горной промышленности в их пределах потребует значительных затрат финансовых средств и времени. В каждом из выделяемых горнорудных районов акцентируется внимание не только на характеристике осваиваемых или перспективных ликвидных полезных ископаемых, но также на те, которые могут представлять интерес как дефицитное сырье в ближайшем будущем, включая и попутные компоненты в комплексных рудах.

Краткая характеристика горнорудных районов

Тындинский ГРР

Занимает центральное положение в зоне БАМ. На его территории располагаются Нюкжинский золотороссыпной район, Верхне-Амурский золоторудный узел с крупным Березитовым месторождением, Нюкжинская угленосная площадь с одноименным каменноугольным месторождением (ресурсы 200 млн т); включает также Каларо-Ханинский апатит-титановый район, Нюкжинский железорудный узел с Хорогочинским месторождением, прогнозные ресурсы которого оцениваются в 300 млн.т. Вблизи ж.-д. станций БАМа разведан ряд крупных месторождений строительного камня, известняков, кирпичных глин, песчано-гравийной смеси. Площадь района перспективна на вольфрам, молибден и медь. Здесь выделен Джелтулинский вольфраморудный узел с перспективным Сергеевским рудопроявлением, а также Янканская металлогеническая зона с медноколчеданными рудами. Выявлен также ряд рудопроявлений Cu-Mo-порфирирового типа (Иличинское, Лунное, Стрелка и др.). В настоящее время район специализируется на добыче россыпного золота – действует крупный Соловьевский прииск и ряд более мелких артелей. На базе Березитового месторождения действует горнодобывающее предприятие. Имеются перспективы освоения нюкжинских каменных углей и комплексных фосфоро-титановых руд Каларо-Ханинского района, где

разведано крупное месторождение Большой Сейим. Поисковыми работами выявлены перспективные золоторудные объекты (Скалистое, Ледяное), сходные с Березитовым месторождением.

Селемджинский

Основной отраслью горной промышленности района является золотодобыча. Кроме многих артелей здесь действуют два прииска - Харгинский и Селемджинский, добывающие около 40 % золота Амурской области. В районе разрабатывается Огоджинское месторождение каменного угля с ресурсами около 3,5 млрд т. Возможно выявление новых каменноугольных месторождений. На площади района установлен крупный Зее-Селемджинский железорудный узел, в пределах которого разведано Гаринское месторождение богатых магнетитовых руд с запасами около 800 млн т, которое может служить основой строительства Дальневосточного металлургического комбината. В настоящее время устойчивое энергоснабжение обеспечивается Огоджинской ТЭС и Зейской ГЭС. Значительные запасы леса (416 млн м³) позволяют планировать организацию трех леспромхозов с глубокой переработкой древесины.

Таблица 1 – Структура и специализация горнорудных районов южной части Дальневосточного региона (Амурской области, Хабаровского и Приморского краев)

Наименование горнорудных районов	Месторождения	Рудная минерализация		Россыпные	Степень изученности	Административный центр
		Рудопроявления	Прогнозные перспективы	Природно-техногенные м-я Au		
А м у р с к а я о б л а с т ь						
1. Тындинский	Au, P, Ti, Fe, угля	W, Mo, Cu, Be, Au, Pt	Высокие	Действуют Соловьевский и др. прииски	Недостаточная, требуют выполнения поисково-разведочных работ	г. Тында
2. Селемджинский	Au, Fe, угля	Au, Fe, Sn	Высокие	Работают прииски Харгинского узла	Высокая, необходима разведка	п. Софийск
3. Зейский	Au, Fe, угля	P, Pt, Sn, Pb, Zn	Высокие, необходимы предварительные поиски	Прииски Дамбукинского района	Требуются прогнозно-поисковые работы	г. Зeya
Х а б а р о в с к и й к р а й						
4. Мало-Хинганский	Au, Sn, Fe, Mn, графит, уголь, Be, U	U, P ₂ O ₅ , Au, TR, цеолиты	Высокие, необходимы детальный прогноз и разведка	Возможны разработки глубокозалегающих и техногенных россыпей	Различная, необходима разведка отдельных объектов	г. Биробиджан
5. Аяно-Майский	Au, Pt, Zr, TR	U, Tr, Pb, Zn, алмаз	- « -	Артели по добыче Au и Pt	- « -	п. Нелькан
6. Удской	Fe, P ₂ O ₅ , Ti, Au,	Hg, Pt, U, уголь	Высокие, необходима детальная разведка	Разрабатываются мелкозалегающие россыпи	Предварительная	п. Чумикан
7. Ургальский	Уголь, Au, Sn, U, TR	W, Mo, U, нефть	Высокие, необходима предварительная разведка	- « -	Региональная оценка, предварительная разведка	п. Ургал
П р и м о р с к и й к р а й						

8. Северо-Приморский	W, Au, Sn, уголь	Au, Pb, Mo, U, алмазы	Высокие, необходимы детальный прогноз, разведка	Перспективы освоения техногенных россыпей	Средняя, необходимы поиски, разведка	п. Лучегорск
9. Южно-Приморский	Уголь, Au, Ge, U, CaF ₂ , Pb, Zn, Sn	Au, U, Ce, Li, Cd	Высокие, комплексных производств	Золотороссыпные м-я в отдельных узлах	Необходима доразведка отдельных м-ий и рудопроявлений	п. Ярославский

Зейский

Район специализируется на добыче россыпного (Дамбукинский прииск) и рудного (Покровский ГОК) золота. Установлены два железорудных узла (Бомнакский и Золотогорский). Разведано Депское каменноугольное месторождение, установлена перспективная апатитоносность (Лучанский и Утегейский габброидные массивы), выявлены проявления платиноидов, олова, полиметаллов. Из промышленных предприятий наиболее важным объектом является Зейская ГЭС. Дальнейшее горнопромышленное развитие района вероятнее всего будет связано с наращиванием золотодобычи как из россыпей, так и коренных месторождений (м-ния Пионерское, Колчеданный Утес и др.). Золотороссыпной потенциал района достаточно высок как в отношении мелкозалегающих россыпей, так и глубокозалегающих, и техногенных.

Мало-Хинганский

Характеризуется многочисленными проявлениями и месторождениями разнообразных полезных ископаемых. Основное богатство района составляют железорудные месторождения (Сутарское, Кимканское, Костеньгинское и др.). К числу перспективных относятся фосфорно-карбонатные, графитоносные и марганцевые месторождения, а также урана (м-е Скальное), брусита, цеолитов, бурого угля и цементного сырья. В настоящее время завершается строительство ГОКа на основе разработки Сутарского и Кимканского железорудных месторождений. До 2005 года действовал оловорудный Хинганский ГОК (в настоящее время законсервирован). Золотодобывающая отрасль в районе связана с возможной разработкой глубокозалегающих и техногенных россыпей Сутарского бассейна, в котором в предыдущие годы из золотоносных россыпных месторождений было добыто 19 т металла. В районе проведены разномасштабные геолого-съёмочные и прогнозно-поисковые работы. Этими работами выявлены бериллиевые месторождения, а также прогнозируется возможность обнаружения урановых и золоторудных промышленных объектов. Из горнопромышленных предприятий в районе действуют Нонинский ГОК, осваивающий одноименное золото-медное месторождение, а также бруситовый карьер, Лондоковский цементный завод и мелкие артели по добыче золота из россыпных месторождений Сутарского и Архаринского бассейнов.

Аяно-Майский

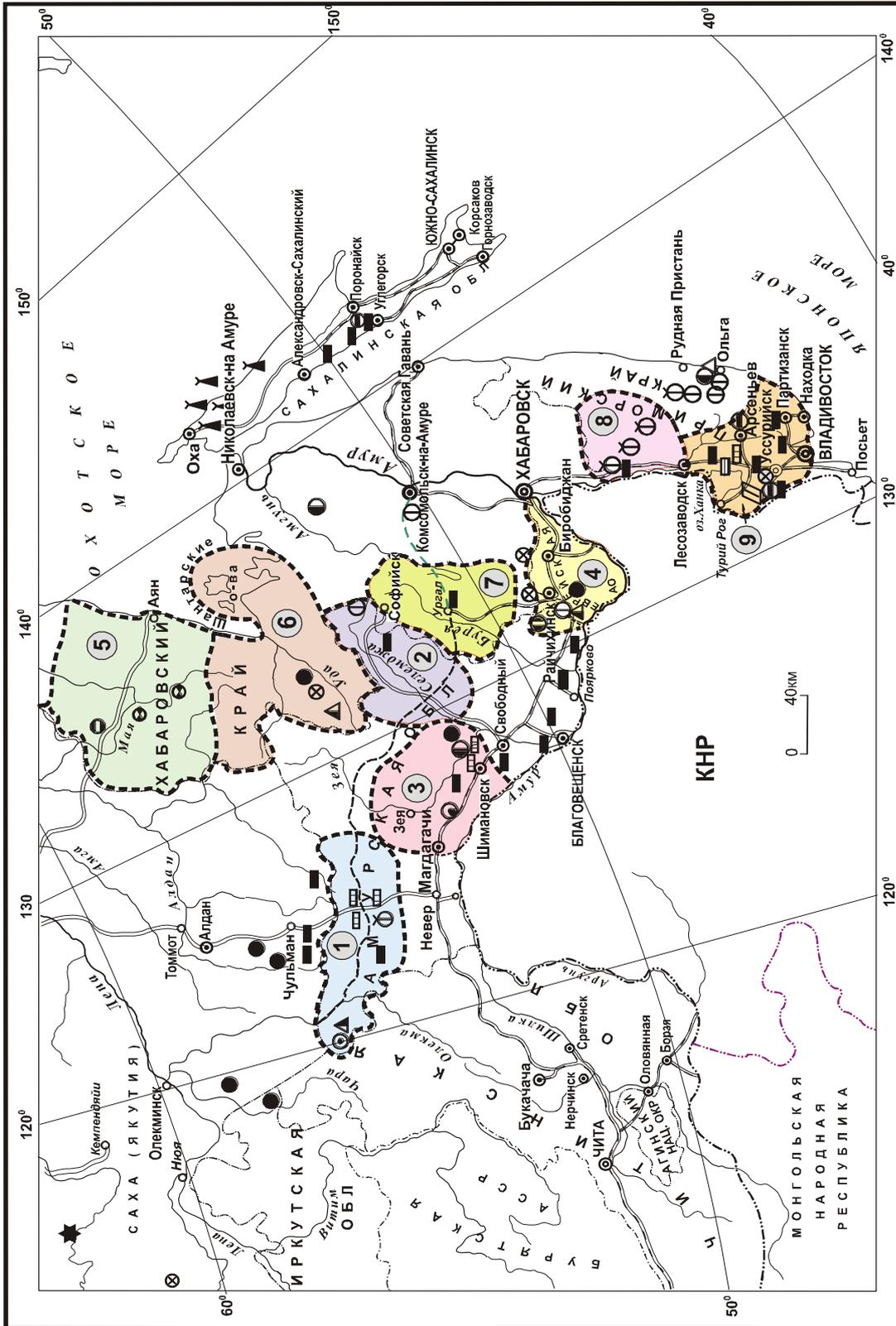
В районе активно разрабатываются россыпные месторождения платины и золота. Выявлен новый геолого-промышленный тип циркониевого оруденения (Алгаминское месторождение с разведанными запасами 73150 т и ресурсами 214690 т циркония). Руды гельциркониевого и бадделеитового состава с содержанием циркония 1,5-3,5 %. В районе установлены рудопроявления урана, редких земель, цветных металлов и алмазов, разведаны мелкие золоторудные месторождения. Промышленно и экономически территория слабо освоена, инфраструктура развивается незначительно в основном на уровне организации зимников и вахтовых поселков. Активно работают артели «Амур» и «Восток» и ряд мелких артелей. В п.Маркюэль имеется аэродром для обслуживания легкой авиации. Имеются два поселковых центра – Нелькан на р. Мая и Аян на побережье Охотского моря.

Удской

Включает, в основном, минерально-сырьевые объекты Тугуро-Чумиканского района и является одним из наиболее перспективных для формирования крупного горно-промышленного комплекса со специализацией на черную и цветную металлургию, золотодобывающую, агрохимическую и деревообрабатывающую промышленность. Район располагает значительными ресурсами железных руд (10-12 млрд т), фосфоритов, апатитов, титана, энергетических углей, также анортозитов для получения глинозема; перспективен на выявление

Условные обозначения

- Месторождения:**
- - олово
 - - свинец, цинк
 - - железо
 - ⊕ - вольфрам
 - △ - бор
 - ▧ - плакиновый шпат
 - ⊗ - серебро
 - - уголь
 - ⊗ - урановые
 - ⊥ - углеводороды
 - ▲ - фосфориты
 - ▨ - цемент
 - ⊖ - платина
 - ⊖ - цирконий
 - ⊖ - сурьма
 - ⊖ - каолин
 - ⊖ - титан
 - △ - апатит
 - ▨ - карбонаты
 - ⊖ - германий
 - ★ - алмазы
 - — — — — БАМ
 - ⊖ — — — — — Границы ГРР
 - ⊖ — — — — — Номера ГРР
 - ⊖ — — — — — Административные границы



1-Тындинский, 2-Селемджинский, 3-Зейский, 4-Мало-Хинганский, 5-Аяно-Майский, 6-Аяно-Майский, 7-Ургальский, 8-Северо-Приморский, 9-Южно-Приморский

Рис. 1 – Новые перспективные горнорудные районы юга Дальнего Востока

месторождений золота, урана, ртути, молибдена, полиметаллов, платиноидов, цветных камней, нефти и природного газа. Прогнозные ресурсы фосфоритов составляют около 120 млн т; руды отличаются хорошей обогатимостью и высоким качеством концентратов. Выявлены также комплексные апатит-ильменитовые руды (месторождения Давакит и Урожайное). Ресурсы выявленных угольных месторождений оцениваются в 1760 млн т. В районе разведаны Ланский и Немериканский ртутноносные узлы с прогнозными ресурсами 20 тыс. т ртути. Россыпное золото добывается в Чогаро-Удыхинском узле. Инфраструктура неразвита. Имеются два поселка - Удское и Чумикан (районный центр). Возможно строительство ж.-д. ветки от ст. Постышево на БАМе до п. Чумикан.

Ургальский

Район концентрирует многочисленные виды полезных ископаемых в границах Верхнебуреинского административного района. Основой его формирования являются угольные месторождения Ургальского каменноугольного бассейна, являющегося самым крупным на юге Дальнего Востока. Угли, в основном, высокозольные, труднообогатимые в связи с чем бассейн не стал крупным угледобывающим центром Дальнего Востока. В районе опоискованы и частично разведаны мелкие месторождения урана (Сентябрьское, Ласточка, Молодежное и др.), олова (Ниманский район), редких земель (Чергиленское м-ние). В Ниманском узле разрабатываются россыпные месторождения золота и мелкие золоторудные объекты. В некоторых структурах Буреинского прогиба отмечались газо-нефтяные проявления в связи с чем бассейн в целом относится к перспективным на выявление промышленных углеводородных месторождений. В целом район опоискован крайне незначительно и можно уверенно прогнозировать его значительный горнопромышленный потенциал.

Северо-Приморский

Основная специализация базируется на добыче бурых углей (Лучегорский ГОК), вольфрама (горнорудные предприятия «Восток-2» и «Лермонтовское»). В районе установлены проявления свинца, редких металлов, урана; разрабатывались золотороссыпные месторождения, в том числе крупные. В настоящее время россыпи практически отработаны и дальнейшая перспектива развития золотодобывающей отрасли связана с вовлечением в освоение золоторудных объектов и техногенных россыпных месторождений. В районе выявлен ряд мелких золоторудных месторождений и крупное Глухое, ресурсы которого составляют около 100 т с содержаниями металла 2-3 г/т. В россыпях отмечаются находки алмазов (карбонадо); разведан ряд россыпных месторождений ильменита с запасами до 180 тыс. т. В целом район изучен недостаточно и по прогнозным оценкам обладает высокими перспективами обнаружения разнообразных рудных месторождений (олова, полиметаллов, золота, вольфрама и др.). С этой целью необходимо развитие инфраструктуры и проведение комплексных глубинных поисков.

Кроме названных горнорудных предприятий следует отметить Спасский цементный завод и Лучегорскую ГРЭС, являющуюся одной из крупнейших на Дальнем Востоке.

Южно-Приморский

Важную роль в районе играет угольная промышленность и энергетика. Здесь добывается около половины всего угля и вырабатывается около 50 % электроэнергии в крае. Район специализируется также на добыче плавикового шпата и в меньшей мере на добыче россыпного золота. Выявлены месторождения полиметаллов, олова (Ярославское м-ние), осадочные и рудные месторождения урана (Синегорский урановорудный узел). Многие месторождения урана недооценены и в перспективе проведение глубинных поисков предполагает установить проявления новых промышленных типов и существенно повысить объемы уранового оруденения и ресурсную базу. Флюоритовые руды Ярославского месторождения комплексные и кроме плавикового шпата содержат олово, тантал, ниобий, цинк, вольфрам, свинец, кадмий, бериллий, цезий, литий и др. металлы. Однако, извлекается только флюорит, составляющий лишь 3 % стоимости всех полезных компонентов руды. Имеются перспективы выявления прибрежно-морских россыпей золота и ильменит-титаномагнетита. В настоящее время разрабатывается крупное месторождение германия в бурых углях Павловского карьера.

Выделяемые горнорудные районы характеризуются присущим только для каждого из них набором выявленных видов полезных ископаемых и в этом отношении перспективы их освоения с созданием крупных горнопромышленных комплексов неравноценны. С этих позиций, а также по степени развитости инфраструктуры и экономической целесообразности к числу наиболее перспективных следует отнести Тындинский, Мало-Хинганский и Удской горнорудные районы. Последний слабо освоен, однако по богатству минерального сырья и компактности он существенно отличается от других возможностью комплексного и широкомасштабного освоения.

Литература

1. Ханчук А.И., Иванов В.В. Минерально-сырьевая база Дальневосточного региона и перспективы ее развития // Современные проблемы обогащения и глубокой комплексной переработки минерального сырья: материалы междунар. совещания. – Владивосток, 2008. – Ч. 1. – С. 7-12.
2. Стратегия выделения и ресурсное обеспечение минерально-сырьевых центров на территории Российской Федерации: резолюция заседания Круглого стола (г. Санкт-Петербург, 25-26 ноября 2010 г.). – СПб. : ФГУП ВСЕГЕИ, 2010.
3. Корнилков С. В., Яковлев В.Л., Мамаев Ю.А., Ван-Ван-Е А.П. Особенности формирования горнопромышленных комплексов Дальневосточного и Уральского регионов // Известия вузов. Горный журнал. – 2012. – № 6. – С. 4-11.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НИКЕЛЕННОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.А. Гурьянов¹, Л. Л. Петухова¹, В. С. Приходько¹, А. В. Матвеев², А.М. Вельма³
М. И. Алексеев³ М. И. Кременецкий³

¹Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, ²ОАО «Дальгеофизика», ³ЗАО «Кун-Маньё»,
г. Хабаровск

Анализ материала по геологии и рудоносности мафит-ультрамафитовых интрузий тектонически активизированного юго-восточного обрамления Сибирской платформы и результатов геологоразведочных работ, выполненных в его пределах, свидетельствуют о том, что сульфидные медно-никелевые с платиноидами рудопроявления обнаруживают, как правило, пространственно-генетическую связь с дайко- и пластообразными интрузиями мафит-ультрамафитов, трассирующими Пристановую зону коллизии. Свидетельством особого режима формирования Пристанового пояса является его субширотное простирание, дискордантное по отношению к складчатым структурам Алданского и Джугджуро-Станового мегаблоков. Эта шовная структура представляет собой зону тектонического меланжа, состоящую из блоков, сложенных на восточной её половине высокобарическими гранулитами джанинской и туксанийской серий и разными по составу магматическими породами, анортозитами и эклогитами. Предпосылки обнаружения здесь крупных месторождений Cu-Ni руд определяются большой степенью сходства геолого-тектонической и возрастной позиции магматических и метаморфических образований юго-восточного обрамления Сибирской платформы с аналогичными комплексами провинций Наин и Черчил на северо-востоке Канады, где в 1994 году было открыто месторождение сульфидных Cu-Ni руд Войсис-Бэй, крупнейшее за последние 50 лет. Находки рудопроявлений вкрапленных и сплошных Co-Cu-Ni руд с платиноидами в пределах Джугджуро и Станового хребта, аналогия их вещественного состава с рудами Войсис-Бэй, а также выявление масштабных перспективных геофизических и геохимических аномалий послужили в своё время основанием для горнорудных компаний Канады развернуть поисковые работы на Ni на этой территории. В 1996 году В. И. Лобов, проведя интерпретацию геохимических данных по территории северо-востока Амурской области, сгруппировал по комплексным потокам рассеяния Ni, Cu, Co, V, Cr, Mn, Ti в линейно-вытянутую Околон-Майскую геохимическую зону северо-западного простирания, оценив её прогнозные ресурсы Ni в 1010 тыс. т, Co – 70 тыс. т. При картосоставительских работах, в связи с открытием Cu-Ni месторождения Кун-Маньё, эта геохимическая зона уже рассматривалась как Кун-Маньёнская минерагеническая зона (Ni, Cu, Co, Pt). В её составе выделяются Кун-Маньёнский рудный узел и Туксани-Кукурский прогнозируемый рудный узел.

В 2004 года в междуречье Кун-Маньё и Мая были начаты поисково-оценочные и разведочные работы геологоразведочной организацией ЗАО «Кун-Маньё», инвестором которой выступила компания «Ироста Трейдинг Лимитед». В 2005 – 2015 годах сотрудники ИТИГ ДВО РАН согласно плана НИР, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2, проектов РФФИ (№12-05-000882) и РФФИ – Хабаровский край (№12-05-98541 р-восток-а) проводили тематические (структурно-геологические, металлогенические, палеомагнитные и петромагнитные) исследования в пределах восточной части Пристановой зоны коллизии. Этими исследованиями показано, что тела мафит-ультрамафитов с сульфидной Cu-Ni минерализацией наиболее широко распространены в виде разрозненных ареалов и роёв в приосевой восточной части Пристанового коллизионного пояса. Пространственно они ассоциируются с Туксанийским, Майским, Салга-Джанинским и Джугджурским глубинными разломами. В отличие от архейских интрузий идиомо-тырканского и майско-джанинского комплексов интрузии никеленосных мафит-ультрамафитов не затронуты процессами регионального метаморфизма, складчатости и гранитизации, занимают дискордантное положение по отношению к структурам кристаллического фундамента. Повсеместно они слагают тела лентовидного или силлообразного типа, дайки, редко небольшие массивы.

Главные разновидности пород представлены вебстеритами, плагио вебстеритами, габброноритами, лерцолитами, гарцбургитами и кортландитами геохимически специализированными на Ni, Co, Cr, Cu, Mn, Pt и Pd, составляющих габбронорит-вебстерит-лерцолитовую или габбронорит-вебстерит-гарцбургитовую никеленосную магматическую формацию. Принципиально важным аспектом формирования проявлений сульфидной Cu-Ni минерализации связанных с такими комплексами является многоярусный характер локализации малых интрузий мафит-ультрамафитов в пределах значительной части ареалов, что мы и наблюдаем в междуречье Кун-Маньё и Май, истоках рек Зея, Луча, Бол. и Мал. Туксани, Аюмкан, Елан, Утанах, Кэндэкэ, Ампардак, Авляякан, Няндомы, Купури и других местах.

Кун-Маньёнский Cu-Ni рудный узел характеризуется многочисленными проявлениями сульфидных Cu-Ni с платиноидами руд (участки Ян-Хэгдэ, Укикан, Кустак, Елан, Широтный, Борогон и др.), но детально изучено только месторождение Кун-Маньё, расположенное в центральной части одноимённого рудного поля. Рудный узел охватывает западную часть Кун-Маньёнского массива метагабброидов. Кун-Маньёское рудное поле располагается в юго-западной части одноимённого массива метагабброидов. В плане рудное поле (шириной до 2- 3 км) представляет собой линейно вытянутый в северо-западном направлении ареал (протяжённостью 31 км), состоящий из многочисленных пластообразных и линзовидных интрузий, реже даек мафит-ультрамафитов с вкрапленной сульфидной медно-никелевой минерализацией. В центральной части Кун-Маньёнского рудного поля детально изучено и оценено 14 залежей. Месторождение Кун-Маньё представлено четырьмя залежами: Соболевская, Треугольник, Шляпа и Малый Курумкан, запасы которых утверждены по категориям C₁ и C₂. По остальным объектам (Горное, Фалкон, Кубук, Восточное, Фланговое и др.) прогнозные ресурсы оценены по категориям P₁ и P₂. Запасы Ni на месторождении Кун-Маньё составляют Ni -305,6 тыс. т, Cu - 85,8 тыс. т; прогнозные ресурсы (категории P₁+P₂) - Ni - 562,4 тыс. т, Cu - 177,4 тыс. т (Протоколы ГКЗ Роснедра № 236-к от 13.05.2008 и № 1800 от 10.12.2008; Протокол АмурТКЗ №882 от 20.05.2013). Средние содержания компонентов (в %) в рудных залежах месторождения варьируются: Ni - от 0,59 до 0,84, Cu - 0,16 - 0,22, Co - 0,01 - 0,02, S - 1,17 - 1,67, Pt - 0,13 - 0,23 г/т, Pd - 0,14 - 0,27 г/т, Au - 0,07 г/т, Ag - 0,73 г/т. На месторождении Кун-Маньё ресурсы категории P₁+P₂ оцениваются в количестве 200 млн т руды, из них запасы категории C₁ и C₂ - около 20% от ресурсов. Доля богатых руд (Ni более 2%) составляет 5%. В целом по площади Кун-Маньёнского рудного узла запасы (C₁+C₂) и прогнозные ресурсы (P₁+P₂) оцениваются соответственно (тыс. т): Ni - 305,6 и 994,4, Cu - 85,8 и 268,0, Co - 6,431 и 6,41, S - 640,8 и 637,8, Pt (т) - 7,553 (C₂) и 7,041 (P₁), Pd (т) - 8,30 (C₂) и 7,34 (P₁), Au (т) - 3,131 (C₂) и 2,215 (P₁), Ag (т) - 34,2 (C₂) и 24,3 (P₁) (Протокол АмурТКЗ № 882 от 20.05.2013). Ресурсы Кун-Маньёнского рудного поля, в целом, по категории P₃ оцениваются: Ni - 2604 тыс. т, Cu - 976 тыс. т, Co - 78,1 тыс. т, Pt - 65,1 т, Pd - 72,2 т, Au - 6,5 т.

Лантарский район исследований. Большой интерес представляют расположенные в тектонически ослабленных зонах Лантарского анортозитового массива ряд сульфидных рудопроявлений: Няндомы, Скелетное, Озерное, Авланджинское, Одоринское, Зона Пирротиновая, Мутэ, Муратэ и др. Нами установлено, что на площади этих рудопроявлений массивное пирротиновое с примесью халькопирита и пирита оруденение и сопровождающая его пирротиновая вкрапленность размещаются как в габброноритах, норитах, вебстеритах, плагиолерцолитах и гарцбургитах, так и во вмещающих их анортозитах, габброанортозитах, а также в бластомилонитах по породам анортозитового комплекса, принятых предшествующими исследователями за мигматиты, пироксен- и амфиболсодержащие сланцы и гнейсы кристаллического фундамента (Ю. П. Потоцкий, 1998; Н. В. Ситников, В. С. Приходько, 2000, 2002). Так в пределах «Зоны Контактной» протяжённостью более 20 км локализована основная часть сульфидного оруденения участков Няндомы, Авланджинское, Озёрное, Одоринское и др. Руды преимущественно пирротин-халькопиритовые с содержанием Ni до 0,975% и Cu до 1,972%, в протолочках - сперрилит. На участке Няндомы выявлена вкрапленная Cu-Ni минерализация с линзами сплошных пирротиновых руд размерами от первых метров до 50 x 40 м. (Н. В. Ситников, В.С. Приходько, 2002). В состав сульфидов входят пирротин,

халькопирит, пентландит, пирит и минералы платиновой группы – мончеит, сперрилит, платино-палладиевый теллурид. Содержания полезных компонентов по данным анализа бороздовых и керновых проб следующие: Cu – до 3,4%, Ni – до 0,74%, Co – до 0,17%, Pt – 0,1 – 2,1 г/т, Pd – 0,2 – 5,8 г/т. В массивных пирротиновых рудах содержания Pt достигают 10 г/т. Предполагается наличие на этом участке крупного Cu-Ni с платиноидами объекта. Кроме участков «Зоны Контактной» здесь известна «Зона Пирротиновая» протяжённостью 2,5 км и шириной 0,3 – 0,6 км, рудопроявления Скелетное, Мурате, Мутэ и др. В пределах «Зоны Пирротиновой» установлены горизонты вкрапленных и массивных руд мощностью до 25 м; при проверки контрастных аномалий электромагнитной проводимости бурением вскрыты интервалы массивных пирротиновых руд (В. Н. Ситников, В. С. Приходько, 2002). Прогнозные ресурсы комплексных Cu-Ni-Co руд с сопутствующими платиноидами при средних содержаниях рудных элементов в пирротиновых рудах наиболее изученных «Контактной и Пирротиновой Зон» для Cu – 0,72%, Ni – 0,40%, Co – 0,14% и платиноидов – 2 г/т позволяют отнести северо-восточный фланг Лантарского массива к разряду крупных объектов. Ресурсы по категории P₃ составляют: Cu – 397,4 тыс. т, Ni – 220,8 тыс. т, Co – 77,2 тыс. т, платиноидов – 110,4 т (В. Н. Гагаев, Б. А. Зарубин, ОАО «Дальгеофизика», 2003г.).

Геранский район исследований. На настоящей стадии изученности наиболее перспективны на выявление сульфидных Cu-Ni руд южная часть Геранского анортозитового массива и его обрамление протяжённостью более 150 км, где на участках Богидэ, Кэндэкэ, Колболок-Макит, Коврик выявлены тела мафит-ультрамафитов с сульфидной минерализацией (халькопирит-пирит-пентландит-пирротиновая с халькозином), среди которых отмечаются линзы как вкрапленных, так и массивных пентландит-халькопирит-пирротиновых руд (А. В. Бойко и др., 1988; Ю. П. Потоцкий, 1998; В. С. Приходько, В. А. Гурьянов, 2014) [3, 4]. Эти участки расположены в зоне Салга-Джанинского разлома – тектонического контакта массива анортозитов с архейскими гнейсами и кристаллосланцами джанинской серии и метагабброидами майско-джанинского комплекса, которые также как и массив насыщены дайками и силлообразными интрузиями габброноритов, вебстеритов, лерцолитов и гарцбургитов с сульфидной Cu-Ni минерализацией (участки Ампардак, Авляякан, Ульчунный) (В. А. Гурьянов и др., 1982; Ю. П. Потоцкий, 1997). В плане тела мафит-ультрамафитов образуют протяжённые (до 24 км) рои субширотного простирания. На участке Кэндэкэ сульфидная Cu-Ni-Co минерализация установлена в пологопадающих (25 – 30°) на северо-запад телах расслоенных вебстерит-габброноритов мощностью от 10 до 110 м и протяжённостью от 0,3 до 5 км; протяжённость ареала мафит-ультрамафитов не менее 8 км. Участок Богидэ – это протяжённый (около 12 км) ареал малых интрузий вебстеритов и габброноритов с сульфидной минерализацией в зоне тектонического контакта юго-западной части Геранского анортозитового массива с архейскими гнейсами. Здесь горными выработками вскрыта линза массивной халькопирит-пирротиновой руды с содержаниями Ni – 0,8%, Cu – 0,68%, Co – 0,1%, Pt – 0,1г/т, Pd – 0,3г/т, Zn – 0,5%. Мощность линзы 1 – 2 м, протяжённость более 20 м. Рудное тело окаймляется зоной аргиллизит-железистых брекчий мощностью до 50 м и протяжённостью около 200 м. Магниторазведкой зафиксирована протяжённая аномалия, предполагается наличие на глубине крупного магнитовозмущающего объекта обусловленного залежью массивных сульфидных руд. Содержания Ni, Cu, Co в рудных интервалах участков Кэндэкэ и Богидэ колеблются соответственно в пределах 0,52-0,97%, 0,29-1,57%, 0,095-0,24%. Отмечаются также повышенные концентрации Au до 1 г/т, Pt и Pd до 0,4 г/т. Состав сульфидов в рудах – пирит, пирротин, халькопирит, пентландит; в структурах распада пирротина обнаруживается пентландит. Сульфидные руды содержат в большом количестве магнетит и поэтому сопровождаются линейными магнитными аномалиями протяжённостью до 20 км. Эта часть Геранского массива располагает также платиновыми проявлениями в апатит-титаномагнетитовых рудах месторождений Богидэ и Гаюм. Среди метаморфитов джанинской серии, обрамляющих с юга Геранский анортозитовый массив, также известны тела габброноритов, вебстеритов и гарцбургитов с сульфидной минерализацией. Содержания Ni, Co, Cr (в %) в этих телах варьируются от 0,1 до 1,0, 0,02 до 0,2, 0,1 до 1,0 соответственно (

бассейны рек Якона, Ульчунная, Иктанда, Вангу-Чанг и др.). Прогнозные ресурсы по категории P_3 только южной периферической части Геранского массива оцениваются (тыс. т): для Cu – 250, Ni – 250, Co – 50 (В. Н. Гагаев, Б. А. Зарубин, ОАО «Дальгеофизика», 2003 г.).

Туксани-Кукурский район исследований (Туксанийский по А. В. Матвееву, 2014). По материалам гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 (2011-2014 г) Верхне-Зейской и Туксанийской площадей Амурской области, Хабаровского края и республики Саха (Якутия) произведена прогнозная оценка на сульфидное Cu-Ni с Pt оруденение. На гравиметрической карте выделена контрастная положительная аномалия шириной около 40 км, протягивающаяся в северо-западном направлении более чем на 200 км. Эта аномальная территория расположена в непосредственной близости от Кун-Маньёнского медно-никелевого рудного узла (является западным его продолжением) и рассматривается в качестве Туксанийского рудного района. В его пределах выделено пять перспективных площадей, которые рекомендованы для постановки поисковых работ на сульфидное Pt-Cu-Ni оруденение. При выделении площадей использовались данные гравиметрии и магниторазведки, результаты заверочных геолого-поисковых маршрутов, а также геохимические критерии – потоки рассеяния Ni, Co, Cu, Cr, Pt и Pd выявленные предыдущими исследованиями (В. В. Домчак и др., 1996 г.). 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 выделены участки насыщенные плитообразными, а также штоками пироксенитов и перидотитов, трассируемых потоками рассеяния никеля, кобальта, меди и платины. В штучных пробах из сульфидизированных пород по результатам заверочных работ содержания Ni достигают 1.11%, Cu – 0,33%, Co – 0,06%, Pt – 0,6-1,45 г/т, редко до 10 г/т, Pd – 0,4 г/т, Au – 0,05 г/т. Эталонным объектом для прогнозной оценки Туксанийского рудного района был выбран расположенный с востока Кун-Маньёнский рудный узел с разведанным месторождением Кун-Маньё. Согласно произведенным расчетам для пяти перспективных площадей суммарные прогнозные ресурсы категории P_3 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», 2014 г.).

Анализ имеющейся информации по юго-восточному обрамлению Сибирской платформы свидетельствует о несомненно высокой степени перспективности восточной части Пристановой зоны коллизии на никель, медь и платиноиды. Минерально-сырьевой потенциал только Кун-Маньёнского рудного поля, без учёта прилегающих территорий, составляет около одного миллиона тонн никеля, что может послужить базой для строительства крупного горнодобывающего или горнометаллургического предприятия со сроком существования не менее 25 – 30 лет. Также по масштабам проявления мафит-ультрамафитового магматизма, по количеству и интенсивности потоков и ореолов рассеяния Ni, Cu, Co, Pt и Pd и по удачному расположению относительно построенной для освоения гигантского месторождения высококачественных углей месторождения «Эльга» (Токинская впадина) железной дороги наиболее интересными представляются сульфидные медно-никелевые с платиноидами проявления Туксанийского рудного района.

Литература

1. 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.

КАРТА ЗОЛОТОНОСНОСТИ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ 4 ПОКОЛЕНИЯ

А.А. Ильин

ООО ИНПАЗА, г. Благовещенск

1. Классификация Карт золотоносности Амурской области (по А.А.Ильину)

История составления Карт золотоносности восходит к началу исследования территорий. Они были, пожалуй, первыми аналитическими материалами, обобщающими имеющуюся информацию для прогноза перспективности изучаемых и смежных площадей с целью определения направлений дальнейших поисковых и геологоразведочных работ.

Данная классификация сделана мной на основе анализа Карт золотоносности Амурской области, составленных в различные времена

Карты золотоносности 1 поколения (старые) – 1880-1925 (28) г.г.

Как правило, это карты размещения золотоносных приисков на схеме гидросети.

Карты золотоносности 2 поколения (новые) – 1925 (28) г. – наше время.

В основном данные карты выполняются в рамках отчётов о ГРР на достаточно крупных участках работ. Они выполнены, как правило, на геологической основе с отображением рельефа, блокировки запасов и расположения поисковых линий. Иногда на линиях указаны интервалы с повышенным содержанием золота.

Карта золотоносности 3 поколения (схемы Мельникова В.Д.) – 1997 г.

Карта выполнены по листам М 1:200 000, на ватмане, с ручной прорисовкой (тушью) гидросети и состояния россыпей (отработана, разведана, имеются ресурсы). Золоторудные объекты показаны символами.

Карта охватывают около 75% площади Амурской области. Т.е. все листы М 1:200000 (иногда 0,5 листа), где производилась разведка или эксплуатация россыпей.

К карте прилагается электронный вариант описания всех (около 2000 - !!!) россыпей. Описание включает: местонахождение россыпи, историю её освоения (с дореволюционных времен – если имеется), все отчёты, в которых упоминается россыпь, основные геологические и горнотехнические характеристики, периоды разведки и эксплуатации с характеристиками запасов и отработок, местонахождение в распределённом (с владельцем лицензии) или нераспределённом фондах недр. Описания составляют от нескольких строк до нескольких (иногда более 10) листов.

2. Карта золотоносности Амурской области 4 поколения

Предлагаемая к выполнению Карта золотоносности 4 поколения центральной части Амурской области будет представлять пакет информации включающий:

1. Графическую информацию:

1.1. Планы ВСЕХ отработанных и разведанных россыпных месторождений золота в М 1:5000 с цвето-вой заливкой отработок и запасов по величине площадной продуктивности (Ws) – *около 400 объектов.*

1.2. Планы и схемы проведения поисковых работ в М 1:5000 – 1:25000 с цветовой заливкой результатов опоскования по площадной (Ws) и линейной (Wl) продуктивности россыпей – *около 300 объектов.*

1.3. Разномасштабные планы (геологические и топографические) отработанных и разведанных рудных месторождений и проявлений золота, включая макеты месторождений.

1.4. Мелкомасштабные геологические карты М 1:100 000, 1:200 000, 1:500 000 с отображением в цвете опоскованных, разведанных и отработанных россыпей, а также проявлений рудного золота с выделением рудных тел и основных рудоконтролирующих элементов структуры.

1.5. Мелкомасштабные топографические планы М 1:50 000 (не секретные), 1:100 000, 1:200 000, 1:500000 с цветовым отображением россыпей и проявлений рудного золота.

1.6. Прочие планы и схемы.

Многообразие масштабов планов и карт позволяет использовать их при любых видах и уровнях аналитики: от мелкого россыпного месторождения до региона в целом.

2. Текстовую информацию:

2.1. Таблицы россыпной и рудной золотодобычи по годам и предприятиям.

2.2. Своды и ведомости запасов.

2.3. Пообъектная (аналогичная работе 1997 г.) оценка ресурсов россыпных месторождений.

2.4. Характеристики россыпей (пробность, ситовка, хим.состав) и руд.

2.5. Характеристики проявлений золота из отчётов о геологосъёмочных, поисковых и тематических работах.

2.6. Прочая информация о золотоносности территории.

Все табличные материалы сопровождаются кратким описанием.

Кроме этого в рамках данного проекта предполагается систематизировать:

- научно-исследовательскую и тематическую информацию по анализируемой территории (специалисты АНЦ ДВО РАН г.Благовещенск);

- оценить перспективность территории на площадные и линейные коры выветривания (ЦНИГРИ);

- данные по дореволюционной золотодобыче по конкретным приискам (месторождениям).

Вся информация будет собрана в Банк данных (БкД), объединяющий базы данных всей вышеперечисленной информации, с включением первичных материалов. Табличные материалы будут адаптированы к СУБД Access. Графические материалы БкД помимо указанной выше графики будут включать первичные материалы по рудным (погоризонтные, пожилые планы и т.д.) и россыпным (первичные планы месторождений в М 1:2000 и разрезы по поисковым линиям в JPG) объектам, а также прочую вспомогательную информацию.

По сути в рамках единой работы будет собрана вся фактическая информация о золотоносности территории. При этом участки россыпной золотодобычи будут отображены не обычной штриховкой, а цветом, отображающим величину площадной продуктивности отработок (в г/м²) и указывающим на местонахождение рудных источников золота. На рудные объекты будут составлены макеты месторождений, которые также отобразятся на мелкомасштабной графике, вместо обычного символа в виде скрещенных молотков.

По информации специалистов ЦНИГРИ аналогов такой Карты в России не имеется. Впрочем, её и не может быть, т.к. при её составлении используются эксклюзивные авторские разработки по отображению продуктивности россыпей. Первая из 2х методик (*«Анализ площадной продуктивности отработок россыпей»*) была озвучена на различных форумах (АНЦ ДВО РАН, г.Благовещенск; НБЛЗолото, г.Хабаровск; Роснедра и ЦНИГРИ, г.Москва) и была в целом одобрена. Разработка второй (*«Анализ продуктивности поисковых и разведочных линий на россыпное золото»*) завершена в декабре 2015 г. Она была успешно апробирована в работе по анализу золотоносности южной части Харгинского РРУ, выполненного по заказу ЗАО «Хэргу»

В процессе реализации данной работы будут выявлены не только прямые признаки и предпосылки для обнаружения продуктивных рудопоявлений и россыпей (в т.ч. погребённых), но и кор выветривания – нового для Амурской области типа месторождений. Уверен, что эта информация послужит основанием для значительного увеличения частных инвестиций в золотодобычу области. Следствием этого станет увеличение эффективности работ по поискам и разведке месторождений золота, как россыпных, так и рудных.

Одним из итогов составленной Карты золотоносности 4 поколения, помимо банка данных о фактической золотоносности территории, будут рекомендации по наиболее перспективным направлениям поисковых и геологоразведочных работ на россыпное и рудное золото.

В настоящий момент готовы проект и смета на выполнение Карты золотоносности 4 поколения для центральной части Амурской области, включающей площади Зее-

Селемджинского, Верхнеселемджинского и Джагдинского РРР или зону деятельности Селемджинского, Харгинского и Октябрьского приисков бывшего ПО «Амурзолото» (Рис.1).

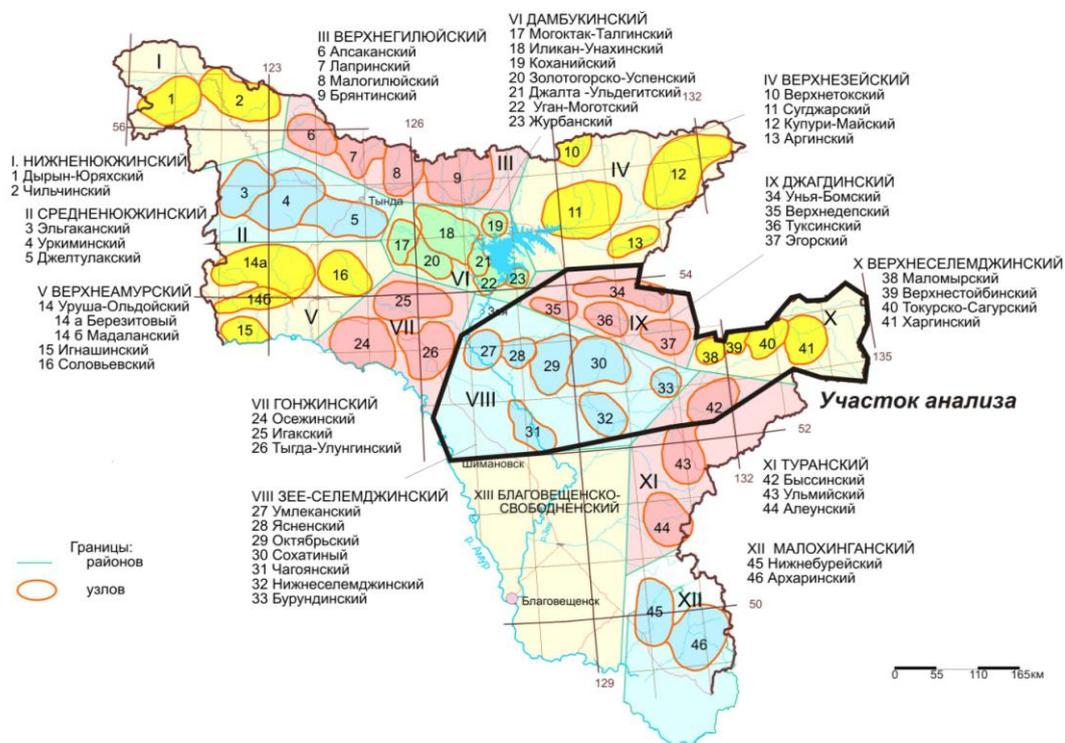


Рис.1. Контур Карты золотонности 4 поколения центральной части Амурской области

Срок исполнения работы – 42 месяца. Источников финансирования работы пока не найдено.

О ПРИРОДЕ ПИКРИТОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ СЕВЕРНОГО НУРАТАУ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Х.Д.Ишбаев, А.Х.Шукуров

Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, г. Ташкент
halbay@mail.ru

Пикриты Южного Тянь-Шаня известны с 60-х годов прошлого столетия, благодаря работы Халматова (1955), Подкапаева (1965), Михайлова (1965), Гамалева (1967), Баратова (1970) Мушкина (1971), Хамрабаева (1972), Вишневого, Савочкиной (1976), Баранова (1978), Коптевой (1987) [1-10] и др.

Следует отметить, что пикриты выявлены в районах Букантау, Северной Нуратау, Южной Фергане, Атбаши, Инылчек, (Кокшаальтау), Хантенгри и др., где они локализованы в южнотяньшанской офиолитовой сутурной зоне (рис.1) и тесно ассоциируют с вмещающими лавами щелочных базальтоидов (эруптивные брекчии – гиалокластиты, субвулканические образования-габбро-диабазы) и мафит-ультрамафитами, последние считаются реликтами океанической коры прошлого. Полученный новые данные позволит расширить и дополнить предыдущие исследования и сформулировать ряд принципиальных выводов о природе пикритов того или иного региона.

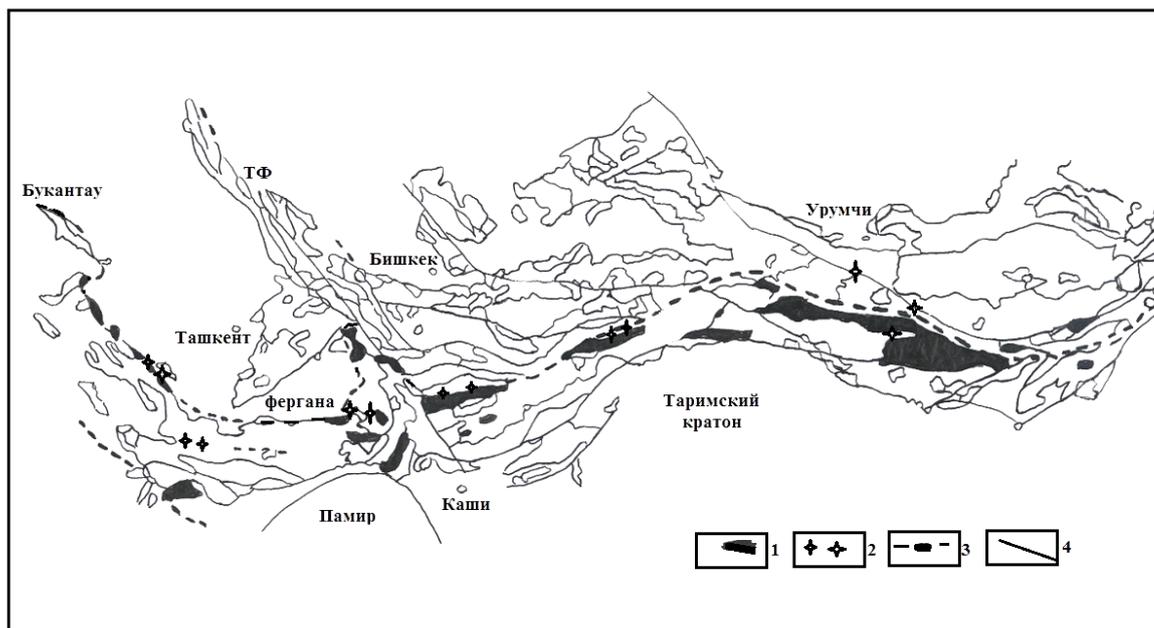


Рис.1. Место южнотяньшанской сутурной зоны в Тянь-Шане (по [9]).

1 – офиолиты, 2 – сильнометаморфизованные древние породы, 3 – Туркестанская – Кокшаль-Кумушанская сутурная зона, 4 – разломы

Пикриты широко распространены в северных склонах Северо-Нуратинского хребта (Асмансай, Фазилмань), на северном Букантау и в Ферганской долине (Баубашата, Карачатыр, Араван, Надыр и др.), где они образуют небольшие линзовидные тела, дайки, мелкие штоки. В районе участка Асмансай Северного Нуратау дайки и линзовидные тела пикритов протяженностью до 100 м при мощности до 30 м цепочкообразно прослеживаются на протяжении более 15 км – от Багдана (Янгикишлак) до Карахана.

Кроме того, они в виде даек небольшой мощности встречены и в верховьях саев Сентяб и Маджерум [4]; Головки и др., 2005 г.). Характерной особенностью их являются шаровая

отдельность. Они четко прорывают продукты щелочно-базальтовой формации шавасской свиты, возраст которых является спорным и колеблет от ордовик-силура до нижнего карбона.

Породы комплекса обладают довольно однообразным минералогическим составом: оливин, авгит, диопсид, плагиоклаз, серпентин и акцессорные минералы – хром-пикотит, хромит, титаномагнетит, ильменит, сульфиды и др. Структура порфировидная в сочетании с призматически-зернистой до микролитовой основной массы. Характерно то, что наблюдаются игольчатые кристаллы пироксена среди овальных зерен оливина (рис.6 а, б), свидетельствующие о «спинифекс» структуре [1, 5].

Шавазский оливин-щелочно-базальтоидный комплекс распространена в бассейнах рек Ухум, Синтяб, Шавас, Арватен, Османсай (рис.2), которые являются вмещающими породами пикритов. Видимая мощность выходов пород по Шавасаю составляет 660 м и представлен лавами пироксеновых и оливин-пироксеновых базальтов (80 %), туфами (11 %), и яшмоидами (9%). Покровам базальтов характерно подушечное строение, мощность этих пачек 50-150 м. Типичные базальтоиды данной формации относятся к категории скуднопорфировых (до 10%) и состоят из Ol , Orx , $P\ell$. В плагиоклазах (An_{60-70}) отмечаются включения Orx , Mt , апатита. Редко во вкрапленниках установлен титаномагнетит. Распространены миндалекаменные разности базальтов.

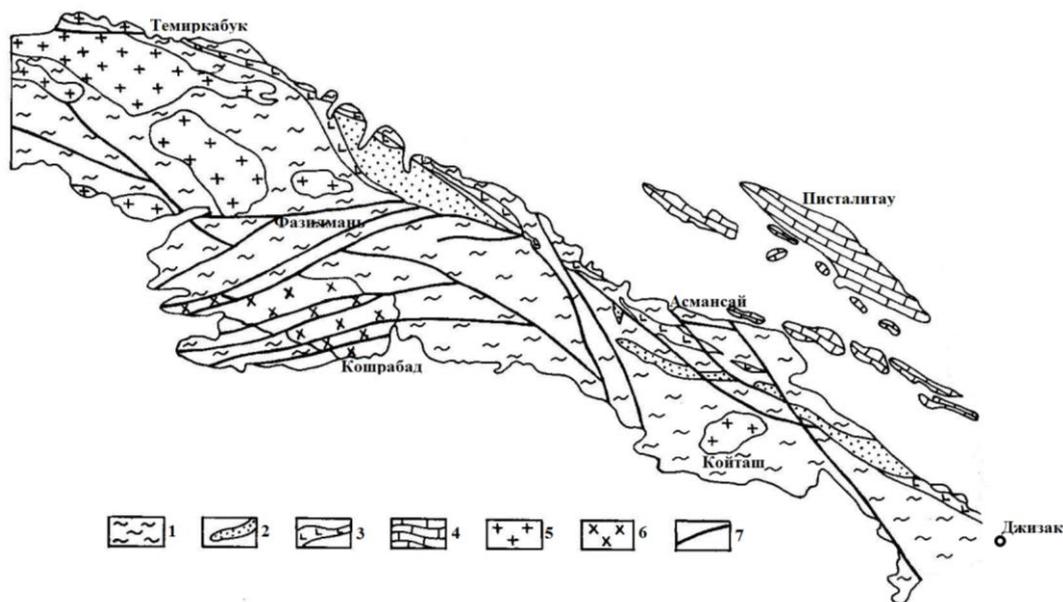


Рис.3. Схема распространения базальтоидов шавасской свиты в Северном Нуратау.

1 – песчано-сланцевые отложения силура, 2 – выходы маджерумской свиты, 3 – выходы шавасской свиты, 4 – девонские известняки, 5 – карбон-пермские гранитоиды, 6 – граносиениты, монцониты Кошрабадского интрузива, 7 – разломы.

Состав шавасской (Северное Нуратау) араванской (Южная Фергана), и кулькудукской (Северное Букантау) свит по ряду данным является очень близкими, т.е. представлены лавами щелочных базальтоидов (60-90%), пирокластическими образованиями (эксплозивные брекчии-гиалокластиты, туфы) (20-30%), кремнистыми образованиями (10-20%), подушечного строения лавами и субвулканическими образованиями - габбро-диабазами, диабазами, диабаз-порфиридами и пикрит-порфиридами. Из этого следует, что возраст этих базальтоидов по всему поясу должен быть более древним (ордовик-силур), как считали З.А.Юдалевич и др. (1984), если они действительно являются продуктами океанической коры Туркестанского палеоокеанического бассейна. Кроме того, они и тесно ассоциируют с

базит-гипербазитами нуратинской, букантауской и южноферганской серии. Все это говорит о том, что они вместе составляют офиолитовый комплекс Южного Тянь-Шаня.

Возраст офиолитов всегда являлся дискуссионным. Что касается возраста пикритов, то, что они однозначно прорывают нижний палеозой. Одни исследователи возраст пород шавазской свиты считают карбоновым, другие – ордовик-силуром. Абсолютная цифра 439 ± 3 млн. лет [10] указывает на нижний силур. Возраст пикритов Канской полосы (Южная Фергана), залегающих среди вулканитов араванской свит (D_1), считается [1] ранне-среднедевонским. Имеющиеся единичные радиохронологические данные пикритов Аравана составляют $395-420 \pm 18$ млн. лет, Асмансая – $299-419 \pm 35$ млн. лет, Фазилмана – 270 ± 11 млн. лет.

В целом, высокое содержание титана, железа и хрома в пикритах Северного Нуратау и их алмазонасность указывают на мантийную природу зарождения исходного магматического очага.

Литература

1. Михайлов Н.П., Баранов В.В. О структурах спинифекс в пикритах Южного Тянь-Шаня //Узб.геол.журн.1981, №4. С.17-24.
2. Гамалеев И.Е., Хамрабаев И.Х., Муминов Ш., Баранов В.В. О пикритовых порфиритах Северного Нуратау и Южной Ферганы //Узб.геол.журн.1967, №1. С.3-8.
3. Баратов Р.Б., Кухтиков М.М., Мушкин И.В., Брейвинская В.М., Кутенец В.А. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. –Душанбе: Дониш, 1970. 112 с.
4. Мушкин И.В и др.. О тералитах и пикритовых порфиритах Северного Нуратау //Узб. геол. Журн., 1971, №1.
5. Хамрабаев И.Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии //Петрология. Наука, 1972. С.39-47.
6. Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С. Асмансайский диабаз-пикритовый комплекс (C_1) //Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерагения. Ташкент, Фан. 1978. С.61-69.
7. Коптева В.В. Проявление подводного фонтанирования базальтов и пикрит-базальтов в герцинидах Алайского хребта //Докл. АН СССР. 1987.т.294.№4. С.928-930.
8. Вишневицкий Л.Е., Савочкина Е.Н. Внутреннее строение и этапы формирования офиолитовой ассоциации Южной Ферганы //Вестник МГУ, 1976. №5. С.30-40.
9. Xiao W., Windley B.F., Allen M.B., Han C. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage // Gondwana Research. 2013. vol. 23. P. 1316–1341.
10. Природа слоев и границ литосферы Средней Азии //Под ред. И.Х.Хамрабаева. –Ташкент: ГФНТИ, 1998. 212 с.

СРЕДНЕМАСШТАБНОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИТОВ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ: МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

В.Г. Крюков

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Геологические структуры Амурской области характеризуются разнообразием гидротермальных месторождений различных полезных ископаемых, среди которых доминирует золото. Максимум оруденения связывается с мезозойским этапом тектоно-магматической активизации срединного массива и складчатых сооружений [1, 2, 3]. Рудно-метасоматические образования и безрудные метасоматиты локализируются в породах различного состава и возраста: от архейских до кайнозойских. Существующие прогнозы золотоносности рассматриваемой территории не в полной мере учитывали особенности проявления площадных и локальных метасоматитов.

Цель исследования заключается в анализе состава метасоматитов, особенностей их пространственного положения, рудоносности, прогнозировании структур со скрытым и слабопроявленным в поисковых признаках оруденением.

В прогнозно-металлогеническом анализе существенную роль играют карты и схемы размещения безрудных (региональных) и рудовмещающих (локальных) метасоматитов. Они способствуют определению: масштабности и интенсивности рудно-метасоматических процессов, границ разноранговых металлогенических таксонов и их типов, прогнозу новых рудных районов, включая объекты стратегических полезных ископаемых. Возможности геолого-минералогического картирования существенно расширились в связи с исследованиями слабопроявленных метасоматитов. Этим обусловлена необходимость повторного изучения шлифов из шлифотеки к листам Государственной геологической съемки М 1:200000 и 1:50000, так как «снятая» в 50-80-е годы прошлого столетия информация по преобразованиям исходных пород не отвечает современному уровню исследования метасоматитов. Особенно продуктивен этот подход при региональных обобщениях, когда в относительно короткий срок необходим анализ по большим территориям.

Территория Амурской области характеризуется различной, но в целом удовлетворительной для среднего масштаба геологической изученностью. Вместе с тем исследования метасоматитов в площадном варианте весьма фрагментарны (Болтыханов, Ромашкин). Следует отметить достаточно высокий уровень картографирования гидротермалитов в рамках месторождений, выполненный В.Д. Мельниковым и его учениками для значительного числа золоторудных объектов.

Методика исследований. Направление исследований известно [1, 4], но ещё слабо разработанное в варианте синтеза полевых авторских наблюдений с информацией, полученной при изучении системно отобранного материала при геологической съемке. По существу, это новое направление в металлогеническом анализе, в силу чего возникает необходимость изложения методики исследования. В основе работ лежат положения о масштабности метасоматических преобразований, фациально-формационном подходе к выделению метасоматитов, комплементарности продуктов гидротермального процесса, качественных и количественных преобразованиях. Методически целесообразно использование геологической основы М 1:200 000 с трансформацией результатов на карты и схемы М 1:500 000.

В методическом отношении выделяются три вида работ: диагностика метасоматитов, анализ результатов, составление карт. Основой этих работ является петрографическое изучение шлифов к государственным геологическим картам М 1:200000 и 1:50000. Количество шлифов, приходящееся на один лист М 1:200000, колеблется от 50 до 1400 штук. По Амурской области общее количество составило 22 400, в том числе, 1360 – по месторождениям. Это обеспечило плотность наблюдений в среднем около 1 шлифа на 0,5 кв. см. карты М 1:500000, являющейся основой региональных металлогенических построений. Северная часть территории, в пределах

которой геологическая съемка выполнялась геологами ВАГТа и шлифотека оказалась не доступной для изучения, авторами не рассматривалась. В работе принимали участие специалисты Дальневосточного НИИ минерального сырья Л. И. Щербак, С.Ф. Пигеева, А.Я. Шматков и др.

Для каждого шлифа в оптимальном варианте определялось:

- наименование метасоматита и исходной породы, например, «пропилит-II по диориту» (римской цифрой обозначена группа в зависимости от доли новообразований). Количество новообразованных минералов обуславливает выделение следующих разновидностей: слабопроявленные метасоматиты, от 1-5 до 15-30 (I); полнопроявленные метасоматиты, в том числе: измененные породы, от 15-30 до 40-45 (II); сильно измененные породы от 40-45 до 65-70 (III); метасоматиты, от 65-70 до 90-95 (IV); полостные метасоматиты, 95-100 (V);
- полный список эпигенетических минералов в последовательности от главных к второстепенным и от ранних стадий к завершающим. Запись осуществлялась либо в произвольной форме, либо в виде зонограммы,
- в описании (зонограмме) отмечаются количественные характеристики, как для отдельных минералов, так и для разновременных ассоциаций, структурные особенности минералов и их агрегатов по возрастным группам, общий псевдоморфный или автоморфный облик новообразований, типичные реакции замещения. Кроме того, особо подчеркиваются те или иные специфические особенности метасоматитов.

Обработка информации по конкретным листам масштаба 1:200000 осуществлялась в следующей последовательности. Выбирались «эталонные» карты с количеством шлифов не менее 450 штук, что обеспечивало плотность наблюдения один и более шлифов на каждый кв. км площади, для основных структурных элементов региона. Так, для Становой области в качестве репера был выбран лист N-52-VII (количество шлифов около 700), для Амуро-Охотской системы – лист N-53-XXVI (количество шлифов 608), для Буреинского массива – лист M-52-XVII (количество шлифов около 450). На площади «эталонного» листа геологи из исследовательской группы принимали участие либо в съемке, либо в тематических работах. Полученные подходы использовались при обработке материалов по другим геологическим картам.

На следующем этапе составлялись карты фактического материала в масштабе геологической основы отдельно на каждый лист. На таких картах отражалась полная информация по новообразованным минералам и их ассоциациям, принадлежность последних к соответствующей группе по количеству новообразований, по рудоносности, по возрастной принадлежности. При составлении карт определялась центральная, а затем промежуточная и периферийная зоны ореолов или ареалов в зависимости от их соотношения с интрузивными телами, региональными разломами, метаморфическими поясами. Границы метасоматических тел корректировались геологическими границами особенно в случае избирательного замещения структурно-вещественных комплексов.

Контрольные мероприятия осуществлялись на стадии диагностики новообразований путем выборочного контрольного изучения ряда шлифов (от 2-5 до 15-25% количества шлифов конкретного листа) в первую очередь реперных листов. Совпадения в определениях разными исследователями составляют от 45 до 85%. Расхождения отмечались в основном для количественных характеристик новообразований первых двух групп (около 70%), в полноте зонограмм (15%), в определении временных соотношений минеральных ассоциаций (15%). Контролирующим фактором также являлась достаточно хорошая состыковка соседних листов.

Результаты исследований

Итогом петрографического изучения шлифов, авторских полевых наблюдений и анализа публикаций по метасоматитам региона [3, 5 и др.], а также составления карт метасоматитов масштаба 1:200000, стало их разделение на безрудные (региональные, локальные) и рудовмещающие (локальные), полно- и слабопроявленные. По соотношению с интрузивными образованиями произведено возрастное расчленение измененных пород. Они проявляются

относительно трёх возрастных срезов: 1) архей, протерозой, ранний палеозой; 2) поздний палеозой; 3) мезозой-кайнозой (таблица).

Таблица. Метасоматиты Приамурья [2, с дополнениями]

Метасоматиты	
Безрудные	Рудовмещающие, специализация
Мезозой-кайнозой	
Вторичные кварциты	Аргиллизиты Au, Hg, As, Sb, Sn, Zn, Pb
Кварц-гидрослюдистые	Кварц-серицитовые U, Mo, Cu, Bi, Pb, Zn, Sb
	Березиты Au, Mo, Cu, Pb, Zn, As, Ag, Bi
	Хлорититы Sn, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Bi
	Турмалиниты Sn, Cu, Au, Ag, Zn, Pb, Bi, Sb, As
Пропилиты	Актинолититы Sn, W, Au, Cu, Pb, Zn, Bi, возможна Pt
	Углеродистые, включая кварцевожилые с графитом, метасоматиты Au, Sn, W, Cu, Pb, Zn, Bi, Pt
	Грейзены субвулканические Sn, Cu, Mo, Bi
	Альбититы субвулканические Sn, Au, Pb
Скарны марганцовистые	Ортоклаз-сидерофиллитовые Sn, Mo, Au, Cu, Pb, Zn
Гранитоподобные (метаграниты)	
Диоритоподобные (монцитонитоиды)	
<i>Габбро-монцодиорит-щелочногранитовая ассоциация</i>	
	Грейзены гипабиссальные Sn, W, Li, Be, Ta, Nb, Cu, Ag
	Альбититы гипабиссальные
Автометасоматические грейзены	Грейзены мезоабиссальные Sn, W, Ta, Nb, Bi
	Скарны известковистые Fe, Au, Cu, Sn, W, возможна Pt
Биотититы	Пегматиты Li, Ta, Nb, W, Bi
<i>Гранит-лейкогранитовая ассоциация</i>	
Кварц-гидрослюдистые	
Пропилиты	Кварц-серицит-хлоритовые U, Mo, Pb, Zn, Sb
Биотититы	Грейзены гипабиссальные W, Bi, Ta, Nb
<i>Габбро-диорит-плагиогранитовая ассоциация</i>	
Поздний палеозой	
	Кварцевожилые, графитсодержащие Au, W, Pt,
Углеродистые метасоматиты	Амфибол-эпидот-полевошпатовые Mo, TR, U, Au, Pt
	Грейзены мезоабиссальные W, Ta, Nb, Bi, кварц
	Грейзены абиссальные W, Ta, кварц
	Скарны Fe, Au
	Пегматиты Ta, Nb, Be
Микроклинизированные породы	
Альбитизированные породы	
<i>Гранит-щелочногранитовая ассоциация</i>	
Ранний палеозой, протерозой, архей	
	Диафториты Fe, Au, Al, P, TR, МПГ
	Скарны Fe, Mn, Au, Pt, МПГ
	Пегматиты Ta, Nb, Be
Гранитоиды, гнейсо-граниты	
Теневые мигматиты	
Мигматизированные породы	
Диафторированные породы	
<i>Гранито-гнейсовая ассоциация</i>	

Примечание: МПГ – металлы платиновой группы, TR – редкие земли.

Новым является установление комплексности золотой минерализации с металлами платиновой группы, вольфрамом, оловом, редкими металлами в пределах Харгинского, Эгорского, Октябрьского, Сугдзарского, Иликан-Унахинского, Верхнеольдойского рудных районов, Купуринской, Желтулакской, Соловьевской рудных зон в Амурской области. Ставится вопрос о необходимости изучения в отмеченных районах гидротермальной платинометалльной минерализации, особенно при изучении золоторудных проявлений, как с темноцветным, так и с зеленоцветным характером преобразований исходных пород при наличии свидетельств углеродистого метасоматоза (графит, керит, карбиды, самородные

элементы и пр.). В 80-х гг. прошлого столетия автором были выделены *Харгинский* (березиты, хлорититы, кварцевожильные графитсодержащие и актинолитовые метасоматиты, альбититы) и *Кербинский* (аргиллизиты, березиты, субвулканические грейзены и биотит-полевошпат-кварцевые гидротермалиты) типы рудно-метасоматических образований.

В целом анализ особенностей пространственного размещения разновозрастных и различных по составу метасоматитов в пределах различных геоблоков позволяет отметить ряд закономерностей. Из их числа следует отметить наиболее важные и продуктивные для металлогенических построений.

1. Во всех геоструктурных элементах региона отмечается повторяемость во времени многих метасоматических формаций. «Проходящими» являются грейзены, скарны, пегматиты. Процессы гранитизации и комплементарной ей базификации имели место на протяжении всей истории развития региона, отличаясь лишь интенсивностью и масштабностью своего проявления. Вероятно, пропилитизация также свойственна всем этапам тектоно-магматической активизации. Вместе с тем, отмечаются типоморфные метасоматиты определенных возрастных уровней: в древних комплексах – диафториты и анортозиты; в позднепалеозойских образованиях – углеродистые метасоматиты, гипабиссальные альбититы и известковистые скарны; в мезозойской группе – биотититы, вторичные кварциты, фельдшпатофиры, турмалиниты, субвулканические грейзены, альбититы и актинолититы.

2. От древних к молодым возрастным сообществам, главным образом полнопроявленных метасоматитов, отмечается: 1) уменьшение размеров ареалов и ореолов однотипных метасоматитов и увеличение количества новообразованных минералов в измененных породах; 2) увеличение разнообразия рудовмещающих метасоматитов и генетически связанных с ними полезных ископаемых; 3) увеличение случаев эволюционной завершенности процессов, во времени отвечающих одному этапу тектоно-магматической активизации; 4) уменьшение глубинности процессов гидротермального метаморфизма;

3. Наряду с общими тенденциями изменения характеристик метасоматитов во времени, следует подчеркнуть аномальное проявление продуктов гидротермального метаморфизма в мезозойский период. Фиксируется большое разнообразие метасоматитов, а также значительные площадные размеры тел региональных метасоматитов. Мезозойские слабо- и полнопроявленные гидротермальные образования наблюдаются практически повсеместно. В разнообразных по составу и генезису рудовмещающих метасоматитах локализуется более широкий комплекс полезных ископаемых. Отмечается не только увеличение видов, но и запасов многих металлов;

4. В результате проявления региональных и локальных метасоматических процессов, протекавших до, совместно или после интрузивного магматизма, сформированы своеобразные минеральные аномалии, отвечающие сводово-блоковым структурам – куполам – куполам в куполе. Они контролируют пространственное положение либо фаций одной метасоматической формации, либо метасоматических формаций единого генетического ряда. В первом случае формируются чаще всего однометалльные месторождения. Второй случай типичен для порфириновых образований, как правило, с комплексным оруденением.

Литература

1. Жданов В.В. Метасоматиты, опыт изучения и картирования. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 1999. 56 с.
2. Крюков В.Г. Метасоматиты в металлогеническом анализе Приамурья. Сб. Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР. М.: Наука, 1990. с. 184-199.
3. Мельников В.Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. Владивосток. ДВНЦ АН СССР. 1984. 131 с
4. Методика изучения гидротермально метасоматических образований. Плющев Е.В, Ушаков В.П., Шатов В.В и др. Л.: Недра. 1981. 262 с.
5. Цыпуков Ю.П. Эйситоподобные метасоматиты в черносланцевых толщах Северного Приамурья//ДАН СССР. 1981. Т. 258. №5. С. 1185-1186

ЭТАЛОНЫ ПОРФИРОВЫХ ОБЪЕКТОВ В ПРИАМУРЬЕ КАК ОСНОВА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КРУПНООБЪЕМНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В.Г. Крюков

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Крупнообъемные месторождения цветных металлов, включающие порфировые объекты, в последние годы стали наиболее привлекательными для горного комплекса [1, 2, 3, 4, 7]. Тем не менее их поиски в Приамурье и последующее изучение не получили должного признания. Это объясняется тем, что на стадии поисков и оценки ни на одном проявлении не были выявлены руды с высокими концентрациями металлов. Другой причиной является отнесение к этой группе любых проявлений меди и молибдена. Только в последние годы разведка рудопроявления Малмыж увенчалась успехом: запасы категории С₂ составили по меди 4,9 млн. т, содержание металла 0,3-0,4% и золота 266 т содержание металла 0,1-0,3 г/т [8]. Запасы меди и золота на этом объекте в настоящее время существенно возросли.

Цель настоящего исследования заключается в формировании эталонов порфировых месторождений для генетической и оценочной идентификации проявлений на основе исследованных автором объектов южной части Дальнего Востока. При этом учитывались первичные данные других геологов по проявлениям цветных металлов с золотом.

Для анализа выбраны объекты, находящиеся в различных рудных районах Приамурья. По составу основных полезных компонентов отмечается достаточно широкий их спектр: золото, золото и вольфрам, золото вольфрам и олово, медь, молибден и золото, медь и молибден, медь, молибден и олово, олово. Сопоставлялись различные признаки, в том числе, геологическая обстановка нахождения, метасоматиты, типоморфные минералы и их парагенезисы, типохимические элементы и др., отражающие особенности процесса рудоотложения. Существенную роль в определении типа объекта играют метасоматиты. В работе использовались подходы, сформированные автором при изучении гидротермально-метасоматических образований различных территорий [5].

Фациальные условия рудообразования, наряду с другими факторами, сказываются на особенностях состава, строения и вертикального размаха оруденения. Учитывая представления Г.М. Власова, Н.И. Говорова, Д.С. Коржинского, В. Линдгрена, С.И. Набоко, Н.И. Наковника, Д.В. Рундквиста и других исследователей, применительно к рассматриваемой группе объектов возможно выделение близповерхностных (0-600м), субвулканических (400-1500м), гипабиссальных (1200-2500 м) месторождений. Критические границы устойчивости типоморфных минералов или их ассоциаций свойственны двум уровням, связанным со структурой вхождения воды в минералы. Первый обусловлен сменой низкотемпературных кварц-карбонатных ассоциаций среднетемпературными эпидот- (актинолит или другой кальциевый алюмосиликат) содержащими новообразованиями на глубинах 1200-1500 метров. Второй уровень соответствует смене гидроксилсодержащих минералов безводными алюмосиликатами на глубинах 2200-2500м. Отмечаются и не столь четкие интервалы: на 200 м от поверхности цеолиты уступают место адуляру, на 400-600 м адуляризация сменяется альбитизацией.

Близповерхностные месторождения порфирового типа наиболее широко распространены в Нижнем Приамурье. Они представлены Белой Горой (Au), Бухтыанским (Au), рудопроявлениями Благодатное (Au), Золотая Гора (Au, Cu), Дыльменское (Au), Мангулийское (Au), Полянка (Au), и другими. Большая часть их изучена на поисковой стадии, Белая Гора - разведана.

В качестве эталона рассматривается Белая Гора. Месторождение находится в 60 км к северо-западу от г. Николаевска-на-Амуре. Основным полезным компонентом является золото, по запасам которого месторождение относится к категории средних объектов. Площадь его сложена палеогеновыми базальтами и их туфами. Они интрудированы автомагматическими

брекчиями трахидацитов, а также тонкофлюидальными, сферолоидными и мелкопорфировыми риолитами, аплитами. Агломератовые туфы, эруптивные брекчии и флюидолиты завершают интрузивный процесс вулканической постройки.

Оруденение локализуется в пределах вулкана, размером 8х9 километров, приуроченного к узлу пересечения субширотной и субмеридиональной тектонических зон. Жерло его заполнено агломератовыми туфами, различными по генезису брекчиями и сферолоидными риолитами. Породы в той или иной мере преобразованы в гидротермальные кварциты, обломки которых фиксируются в эруптивных брекчиях. Внешняя граница вулкана подчёркивается дайками аплитов, риолитов, дацитов и долеритов. Дайки основного состава имеют также субширотную и северо-восточную ориентировку. В восточной части вулкана картируются фельдшпатофиры (эффузивовидные метасоматиты), или псевдоморфные калишпатиты по Л.Ф. Мишину [6]. На все породы накладывается низкотемпературный метасоматоз, приводящий к формированию кварц-серицит-адуляр-гидрослюдистых околорудных гидротермалитов с золото-сульфидной минерализацией.

В дополнение к ранее установленным рудовмещающим структурам субширотного простирания, получившим названия Заячий, Колчанский, Левобережный, Огородный-1, -2, Павловский и другие участки автором выделяются в качестве перспективных кольцевые и радиальные структуры вулкана. Радиальные структуры – это зоны субмеридиональной ориентировки под россыпями Верхней и Белогорской. Кольцевая зона устанавливается по изгибу истоков р. Колчанки, где «россыпное» золото добывалось на глубинах 10-20 метров. По существу разрабатывался структурный элювий [9, с.104]. И радиальные и кольцевые зоны контролируют положение околорудных метасоматитов, аналогичных разведанной части рудного поля.

Рудопроявления субвулканического уровня распространены очень широко. В их числе отмечаются Болотное (Au), Золотая Гора (Au, Cu), Лошадиная Грива (Sn), Малмыжское (Au, Cu), Маяк (Au, Mo), Таракановское (Au, Mo), Широкое (Sn, Au). Практически все они изучены на поисковой стадии, исключая месторождение Малмыж. Несмотря на значительное количество скважин на этом объекте геолого-структурные особенности остаются не выясненными в силу наличия довольно мощного чехла четвертичных отложений. Поэтому в качестве эталона рассматривается комплексное оловянное с золотом рудопроявление Широкое.

Рудопроявление Широкое располагается в бассейне р. Правый Деримикан в её верхнем течении (правый приток в верховье р. Селемджа), в северо-восточной части Амурской области. В пределах рудного поля устанавливаются юрские терригенные и меловые вулканогенные образования, интродуцированные гранитоидами различного фациального облика. В структурном плане рудопроявление приурочивается к западной периферии крупного вулcano-плутона, осложнённого значительным количеством боковых аппаратов и мелких интрузивных тел.

Оруденение локализуется в бокках, два из которых сложены риолитами, четыре – андезитами. Следует подчеркнуть сложность строения и состава этих построек. Как правило, вокруг жерл развиваются штоки автомагматических, эруптивных брекчий и флюидолитов, а также дайки гранитоидов. Последовательность формирования интрузивных пород (от ранних к завершающим): андезиты, андезидациты, риолиты, микродиориты, диоритовые порфириты, гранодиориты, автомагматические брекчии, граниты, аплиты, лейкократовые субщелочные граниты, гранит-порфиры, микрополосчатые метаграниты, эруптивные брекчии. Метасоматиты расчленяются на две группы: площадные безрудные (биотититы, фельдшпатофиры, пропициты, кварц-серицит-гидрослюдистые образования, гидротермальные кварциты) и околорудные грейзены, актинолититы, турмалиниты, кварц-серицит-хлоритовые, березиты, аргиллизиты. Процессы гидротермальной «подготовки» рудоотложения проявляются в формировании кварц-серицит-гидрослюдистых с пиритом метасоматитов. Они представляют крупные «ядра» рудного поля.

Объекты гипабиссального уровня распространены довольно широко. В их числе отмечаются месторождение Зимовье (Au, W, Cu, Sn), рудопроявления Баранджа (Cu, Mo, Sn), Болторо (Sn, Cu, Au), Кантагор (Au, Mo, Cu), Тырское (Au, Cu) и другие. Все они исследованы

на поисковой стадии. Наиболее изученным является месторождение Зимовье, геологические особенности которого рассматриваются в качестве эталонных.

Месторождение Зимовье находится в верхнем течении р. Тумнин, в центральной части Хабаровского края. Зимовьинская интрузивно-купольная структура – это кольцевая структура, слегка вытянутой в субширотном направлении формы, размерами около 14х14,8 километров. Купол сформирован в результате становления массивов позднемеловых гранитоидов на участке пересечения субширотных и субмеридиональных разломов. Субмеридиональные разрывы подчёркиваются дайковым поясом риолитов, диорит-порфиритов, монцонитоидов и микрогаббро.

Ассоциации интрузивных пород, метамагматических образований, площадных и рудовмещающих метасоматитов, минеральная зональность и состав рудных и рудоносных зон отражают достаточно сложный процесс формирования Зимовьинской интрузивно-купольной структуры. Очень четко обособляется центральная часть купола (диаметр около 5 километров), в пределах которой располагаются проявления (с севера на юг): Пёстрое, Цокольное, Таймень, Золотоносный.

Специфика Зимовьинского месторождения заключается, как в структурных, так и в вещественных особенностях. В отличие от предыдущих объектов в палеовулканах, оруденение локализуется в интрузивно-купольной структуре. Соответственно увеличиваются размеры и морфология интрузивных тел, проявляющихся в форме массивов, штоков, даек. Большая масштабность проявления отмечается для кварц-серицит-гидрослюдистых с пиритом предрудных метасоматитов, «надстраивающих» массив гранодиоритов. Гипабиссальный уровень находит отражение в формировании ряда: альбититов или альбит-калишпатовых метасоматитов с биотитом, сидерофиллитовых грейзенов, актинолитовых метасоматитов нередко со щелочными роговыми обманками, березитов, турмалинитов. Вольфрамовое оруденение практически всегда сопровождается золотой и серебряной минерализацией.

Рассмотренные порфиновые объекты, как правило, имеют характерные особенности. Они проявлены в купольной структуре рудного поля, составе рудовмещающих и собственно околорудных метасоматитов, в пространственном совмещении различных формаций гидротермалитов, в минералогии руд (таблица). Специфично наличие метасоматических «ядер».

Таблица. Характеристика порфиновых объектов Приамурья

Эталон, тип	Размер р.п., кв. км	Околорудные метасоматиты. <u>Ядра</u>	Состав руд	Структурные особенности. Сопоставляемые объекты
Белая Гора, близповерхностный	26	Аргиллизиты, кварц-серицитовые с адуляром. <u>Гидротермальные кварциты</u>	Ser, Ad, Fl, Gs, Dk, Au, колл. Kas, RS, Mt, сульфосоли Ag, Cu, Pb, Bi	Жерловина, кольцевые и радиальные структуры вулкана, Бухтянское, Дыльменское, Мангулийское, Полянка
Широкое, субвулканический	28	Аргиллизиты, березиты, турмалиниты, актинолититы. <u>Кварц- гидрослюдистые с пиритом</u>	Q, Sdf, Act, Ser, Ep Gs, Dk, колл. Kas, Mt, Py, Au, RS, сульфосоли	Широтный разлом, жерловины вулканов Болотное, Лошадиная Грива, Малмыжское, Маяк, Таракановский и др.
Зимовье, гипабиссальный	37	Аргиллизиты, березиты, турмалиниты, актинолититы; грейзены. <u>Кварц-серицит- гидрослюдистые с Py</u>	Q, Sdf, Top, Act, Px, Ep, Ser, Gs, Wl, колл. Kas, Py, Au, Mt, RS, сульфосоли	Широтный и субмеридиональный разломы, структуры свода Баранджа, Болторо, Кантагор, Тырское и др.

Примечание: Ad – адуляр; Ab – альбит; Act – актинолит; Chl – хлориты; Cs – цоизит; Il – иллит; Ep эпидот; Gs – гидрослюда; Gr – гранаты; Kar – карбонаты; Mt – магнетит; Px – пироксены; Py – пирит, Ser - серицит; Tcl – цеолиты; Trl – тремолит; Tu – турмалин. Р.П. – рудное поле

Таким образом, юг Дальнего Востока представляется перспективной площадью на выявление порфирирового оруденения с золотой, медной, молибденовой, вольфрамовой, оловянной минерализацией. Отнесение к этому типу любых проявлений с повышенным содержанием меди или меди и молибдена не всегда обосновано. Этим определяется необходимость создания эталонов порфирировых объектов региона.

Наборы магматитов, метасоматитов и руд, определяющие особенности эталонов порфирировых объектов зависят от глубины становления интрузивных пород и уровня минералообразования. На данной стадии изученности объектов возможно выделение трёх уровней: близповерхностного, субвулканического и гипабиссального. Для них рассматриваются геолого-генетические модели порфирировых объектов на примере эталонных объектов. Классическим моделям порфирировых объектов других регионов мира соответствует группа гипабиссальных проявлений. Помимо постинтрузивных гидротермально измененных пород, для порфирировых проявлений Приамурья характерны сининтрузивные метасоматиты. В их составе отмечаются гранито- и монцититоподобные образования, гидротермально-эксплозивные брекчии. Типичны жилы, дайко- и трубообразные формы тел метасоматитов. Они «надстраивают» основной шток гранитов и гранитоидов, характеризуя ранние стадии процесса и определенное положение в моделях.

Максимальные концентрации рудных компонентов свойственны кварц-серицитовым и кварц-серицитовым с хлоритом либо турмалином породам. Вместе с тем примечателен факт наличия вкрапленности рудных минералов (магнетит, халькопирит, молибденит, касситерит, вольфрамит) иногда совместно с апатитом, сфеном в кварцевых обособлениях, своеобразных пегматитоподобных шлирах, сининтрузивных метасоматитах, в дайках аплитов, кварц-серицит-гидрослюдистых образованиях.

Литература

1. Власов Г.М. Эволюция вулканических поясов и порфирировой рудной системы. В сб. Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в вулканических поясах СССР. М.: Недра, 1990. – с. 31-40
2. Евстрахин В.А. Порфирировые месторождения – генетический и промышленный тип//Сов. Геология, 1988. №3, с. 9-18.
3. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфирировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.
4. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Минина О.Б. Медно-порфирировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. Под ред. А.И. Кривцова. М.: ЦНИГРИ, 2001. 232 с.
5. Крюков В.Г. О систематике метасоматитов/Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток. 1978. с. 43-53.
6. Мишин Л.Ф. Вторичные кварциты и их рудоносность. Владивосток: Дальнаука, 2003. 164 с.
7. Пучков Е.В. Модель формирования порфирировых месторождений//Отечеств. геология, 2010. №2, с. 53-57
8. Читалин А.Ф. и др. Малмыж – новая крупная золотомедно-порфирировая система мирового класса на Сихотэ-Алине//Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И., Игнатъев Е.К., Колесников А.Г. Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. №3. с.65-69
9. Шевкаленко В.Л. Вулканогенные россыпи золота. – Хабаровск: Приамурское географическое общество. 1998. 145 с.

АНАЛИЗ ПРОДУКТИВНОСТИ РУДНО-РОССЫПНЫХ УЗЛОВ ПРИАМУРСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

А.В. Мельников¹, В.А. Степанов²

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

² Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Приамурской золотоносной провинции отвечает крупная геологическая структура, площадью около 400 тыс. кв. км, представляющая собой зону позднемезозойской коллизии Алдано-Станового, Амурского и Монголо-Охотского геоблоков [4]. В составе Приамурской провинции выделены девять металлогенических зон, в которых расположено 80 рудно-россыпных узлов (РРУ). Четыре металлогенические зоны (Северо-Буреинская, Янканская, Желтулакская и Джагды-Селемджинская) примыкают к зонам региональных разломов, разделяющих крупные геоблоки (Южно-Тукурингрский, Северо-Тукурингрский и Желтулакский). Они составляют центральную или приядерную часть провинции. Остальные зоны расположены на северной (Северо-Становая и Южно-Якутская) и юго-восточной (Чагойан-Быссинская, Туранская и Восточно-Буреинская) периферии провинции.

По степени продуктивности, то есть по сумме добытого рудного и россыпного золота, выделены высоко (добыто более 50 т), средне (10-50 т) и низко продуктивные (менее 10 т) РРУ. В расположении узлов видны определенные закономерности. Высоко продуктивные узлы приурочены к металлогеническим зонам, слагающим ядро провинции. В этих же зонах сосредоточена и основная масса РРУ средней продуктивности (15 из 19). В металлогенических зонах периферических частей провинции преобладают РРУ с низкой продуктивностью (рисунок).

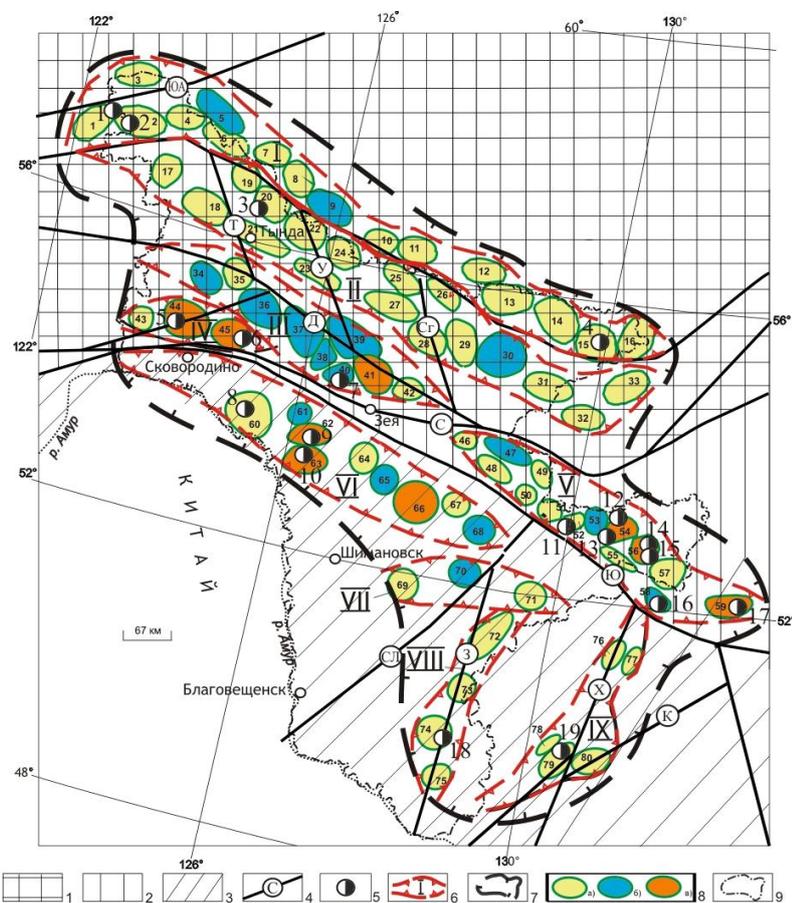


Рисунок. Продуктивность рудно-россыпных узлов Приамурской золотоносной провинции:

1-3 – геоблоки: 1 – Алдано-Становой; 2 – Монголо-Охотский; 3 – Амурский; 4 – региональные разломы (ЮА – Южно-Алданский, Ст – Становой, Т – Тунгурчанский, С – Северо-Тукурингрский, Ю – Южно-Тукурингрский, Д – Джелтулакский, У – Унахинский, СГ – Сугджарский, 3 – Западно-Туранский, СЛ – Селемджинский, 3 – Западно-Туранский, Х – Хинганский, К – Курский); 5 – золоторудные месторождения и их номера (1 – Ледяное, 2 – Скалистое, 3 – Бамское, 4 – Колчеданный Утёс, 5 – Березитовое, 6 – Кировское, 7 – Золотая Гора, 8 – Буриндинское, 9 – Пионерское, 10 – Покровское, 11 – Маломыр, 12 – Токурское, 13 – Сагурское, 14 – Харгинское, 15 – Албын, 16 – Буровое, 17 – Кербинское, 18 – Прогнозное, 19 – Нони); 6 – металлогенические зоны и их номера (I – Южно-Якутская, II – Северо-Становая, III – Джелтулакская, IV – Янканская, V – Джагды-Селемджинская, VI – Северо-Буреинская, VII – Чагоян-Быссинская, VIII – Туранская, IX – Восточно-Буреинская, 7 – контур Приамурской провинции; 8 – границы рудно-россыпных узлов и их номера: а) низко продуктивные (1 – Китемятинский, 2 – Каларский, 3 – Ханыйский, 4 – Юкталийский, 6 – Чильчинский, 7 – Верхнеалданский, 8 – Беркабитский, 10 – Верхнесутамский, 11 – Среднесутамский, 12 – Алгаминский, 13 – Чапский, 14 – Окононский, 15 – Сологу-Чайдахский, 16 – Кун-Маньёнский, 17 – Балыктахский, 18 – Лопчинский, 19 – Тогунаский, 20 – Бамский, 21 – Ларбинский, 22 – Лапринский, 23 – Штыкжакский, 24 – Малогилюйский, 25 – Верхнебрянтинский, 26 – Утугайский, 27 – Среднебрянтинский, 28 – Мульмугинский, 29 – Бомнакский, 31 – Купуринский, 32 – Удыхинский, 33 – Чогарский, 35 – Хорогочинский, 42 – Журбанский, 43 – Уркинский, 46 – Долбырьский, 48 – Туксинский, 49 – Дугдинский, 50 – Норский, 51 – Эгорский, 52 – Маломырский, 55 – Огоджинский, 57 – Восточноселемджинский, 60 – Буриндинский, 64 – Умлеканский, 67 – Адамихинский, 69 – Чагоянский, 71 – Быссинский, 72 – Исинский, 73 – Алеунский, 74 – Симичинский, 75 – Архаринский, 76 – Иорикский, 77 – Ургальский, 78 – Верхнеушмунский, 79 – Нонинский, 80 – Верхнегуджальский), б) средне продуктивные (5 – Кабактанский, 9 – Верхнетимптонский, 30 – Сугджарский, 34 – Уркиминский, 36 – Джелтулакский, 37 – Талгинский, 38 – Успенский, 39 – Иликан-Унахинский, 40 – Золотогорский, 47 – Унья-Бомский, 53 – Верхнестойбинский, 58 – Софийский, 61 – Игакский, 65 – Ясенский, 68 – Сохатиный, 70 – Нижнеселемджинский), в) высоко продуктивные (41 – Моготский, 44 – Березитовый, 45 – Соловьёвский, 54 – Токурский, 56 – Харгинский, 59 – Кербинский, 62 – Улунгинский, 63 – Тыгдинский, 66 – Октябрьский); 9 – административная граница Амурской области.

Наибольший интерес, как аномально высокие вспышки в пределах провинции золотой минерализации и образованных за ее счет россыпей, представляют собой высоко продуктивные узлы. Более чем 150-летний опыт отработки россыпных и рудных месторождений Приамурья свидетельствует о том, что в пределах этих узлов находятся наиболее золотоносные рудно-магматические системы [1, 2, 3]. Эти узлы содержатся в металлогенических зонах центральной, приаерной части провинции. Большая часть РРУ (по 3 узла) находится в Северо-Буреинской (Октябрьский, Улунгинский и Тыгдинский РРУ) и Джагды-Селемджинской (Токурский, Харгинский и Кербинский РРУ) металлогенических зонах, два – в Янканской (Соловьёвский и Березитовый) и один в Джелтулакской (Моготский узел). В этих РРУ добыто 834.6 т золота, что составляет 63.6%, или почти две трети от общей добычи золота в провинции (1312 т). Доля рудного золота (165.1 т) составляет 91.7%. Суммарное производство золота в отдельных узлах колеблется от 46.6 (Кербинский узел) до 209.4 т (Соловьёвский). Средняя добыча в пределах одного узла равна 92.7 т.

По соотношению добычи россыпного и рудного золота высоко продуктивные узлы разделены на три типа – существенно россыпные, рудно-россыпные и существенно рудные (таблица). К первому типу отнесены РРУ, в которых добыча рудного золота гораздо меньше добычи из россыпей (Соловьёвский, Моготский, Октябрьский и Кербинский). Рудно-россыпными являются узлы с сопоставимым соотношением добычи рудного и россыпного золота (Березитовый, Токурский и Харгинский). Улунгинский и Тыгдинский узлы характеризуются преимущественной добычей рудного золота. В среднем добыча золота в существенно россыпных узлах (115 т) заметно выше, чем в рудно-россыпных (84 т), а меньше всего в существенно рудных (61 т). В этом же направлении снижается доля добычи россыпного золота и возрастает рудного. Существенно россыпные РРУ представлены положительными структурами - интрузивно-купольными и горст-антиклинальными поднятиями или поднятыми блоками. Они сложены метаморфическими и осадочными образованиями, порванными интрузиями и дайками преимущественно ранне- и позднемелового возраста. В них расположены среднее по запасам Кировское месторождение золото-сульфидно-кварцевой формации, мелкие Кербинское и Токоланское месторождения золото-кварцевой формации, а также рудопроявления главным образом золото-кварцевой формации. Россыпное золото от мелкого до крупного, часто отмечаются самородки максимальным весом до 1600 г. Проба его высокая, преимущественно 900-950‰, несколько ниже только в Октябрьском узле (850-900‰).

Таблица 1 Высокопродуктивные рудно-россыпные узлы Приамурской золотоносной провинции

№№ пп	Названия рудно-россыпных узлов	Добыча золота, т		
		Из россыпей	Из рудных месторождений и рудопроявлений	Общая сумма
РРУ с преимущественной добычей россыпного золота				
1	Соловьевский	200.0	Кировское – 9.4	209.4
2	Моготский	131.1	Уганское – 0.1	131.2
3	Октябрьский	73.5	-	73.5
4	Кербинский	46.6		46.6
РРУ с сопоставимыми объемами добычи россыпного и рудного золота				
5	Харгинский	83.1	Харгинское – 6.8 Албын – 2.8 Ясное – 0.4 Ингагли – 0.2 Унгличикан – 0.1 Афанасьевское – 0.1	93.5
6	Токурский	60.7	Токур – 34.0 Сагур – 3.0 Тарнах – 0.1	97.8
7	Березитовый	47.5	Березитовое – 13.1 Шахта Мосина – 0.1	60.7
РРУ с преимущественной добычей рудного золота				
8	Улунгинский	18.8	Пионер – 38.1	56.9
9	Тыгдинский	8.2	Покровское – 56.8	65.0
Сумма:		669.5	165.1	834.6

Рудно-россыпным РРУ отвечают синклиальная и грабен-синклиальная структуры, выполненные черносланцевыми толщами, а также интрузивно-купольное поднятие, сложенное метаморфическими породами. Для узлов этого типа характерны мелкие и средние по запасам месторождения золото-кварцевой (Токур, Албын, Харга и др.), в меньшей степени золото-полиметаллической (Березитовое) формаций. Россыпное золото мелкой и средней крупности, отмечаются самородки весом до 1 кг. Проба золота варьирует в широких пределах от 775 до 950‰.

Существенно рудным Улунгинскому и Тыгдинскому узам отвечают секторные блоки Гонжинского поднятия, сложенные осадочными толщами палеозоя и мезозоя и вулканитами раннего мела, прорванными гранитоидными интрузиями раннего мела. В этих РРУ расположены крупные, средние и мелкие по запасам золота месторождения золото-сульфидно-кварцевой (Пионер), золото-серебряной (Покровское, Желтунак) и золото-медно-молибден-порфирной (Икан) формаций. Золото в россыпях преимущественно мелкое, самородки не характерны. Проба его средняя, в пределах 800-900‰.

Закономерности в размещении РРУ с различной степенью продуктивности заключаются в следующем. Высоко продуктивные и большая часть средне продуктивных РРУ приурочены к центральной, приядерной части провинции. Они входят в состав Северо-Буреинской, Янканской, Желтулакской и Джагды-Селемджинской металлогенических зон, наиболее насыщенных золотым оруденением и россыпями. Высокая золотоносность этих металлогенических зон объясняется их прилеганием к зонам региональных разрывных нарушений (Южно-Тукурингрский, Северо-Тукурингрский и Желтулакский), служащих структурным каркасом зоны коллизии. Эти разломы, по-видимому, являются основными рудоподводящими структурами. К северу и юго-востоку от приядерных располагаются периферические металлогенические зоны (Северо-Становая и Южно-Якутская к северу, Чагоян-Быссинская, Туранская и Восточно-Буреинская к юго-востоку) с меньшим потенциалом золотого оруденения и россыпей. РРУ в пределах периферических металлогенических зон гораздо менее продуктивны на золото. Большая часть из них относится к низко продуктивным. Выявленная металлогеническая зональность указывает на единство провинции, которую можно

рассматривать как одну из наиболее крупных геохимических аномалий золота Дальнего Востока.

Принимая Приамурскую провинцию за единую систему с присущими ей закономерностями размещения продуктивных РРУ, можно подойти к вопросу о золотом потенциале и путях его реализации. Добыча золота в Приамурье за 150 с лишим лет постоянно и стабильно возрастала, а максимальная добыча на уровне 20-30 т происходила в последние несколько лет. Поэтому общий золотоносный потенциал провинции можно оценить достаточно высоко, не менее 3-5 тыс. т золота. При определении приоритетных геологоразведочных работ на золото в провинции следует учесть то, что россыпной потенциал в значительной мере отработан и основное внимание следует уделить выявлению, разведке и эксплуатации рудных месторождений.

В качестве первоочередных объектов для постановки геологоразведочных работ на рудное золото предлагаются площади высоко продуктивных РРУ, зарекомендовавших себя в течение длительного времени в как основные продуценты золота. Предполагается что эти РРУ, как наиболее золотоносные рудно-магматические системы Приамурья, и впредь будут основными поставщиками золота. Из этих РРУ наиболее перспективны существенно рудные – Улунгинский и Тыгдинский, затем рудно-россыпные – Харгинский, Токурский и Березитовый, потом существенно россыпные – Соловьевский, Моготский, Октябрьский и Кербинский.

Литература

1. Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы южной части Приамурской золотоносной провинции. – Благовещенск: АмГУ, 2013. – 222 с.
2. Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы Приамурской золотоносной провинции. Часть 2. Центральная часть провинции. – Благовещенск: АмГУ, 2014. – 300 с.
3. Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы Приамурской золотоносной провинции. Часть 3. Северная часть провинции. – Благовещенск: АмГУ, 2015. – 256 с.
4. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С. и др. Приамурская золоторудная провинция. – Благовещенск: АмГУ, 2008 – 232 с.

ОСОБЕННОСТИ БЛЕКЛЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИОНЕР (ПРИАМУРЬЕ)

Н.В. Моисеенко ¹, П.П. Сафронов ²

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Месторождение Пионер расположено в Северобуреинской зоне Буреинской провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса на границе Гонжинского выступа с Ушумунским наложенным прогибом. В районе месторождения верхнеюрские песчаники, алевролиты и аргиллиты контактируют с раннемеловыми гранитоидами Ольгинского массива. Золоторудную минерализацию сопровождают раннемеловые дайки диорит-порфириров и андезитов Буриндинского комплекса [1]. Восемь основных рудных зон месторождения связаны с системой разломов северо-восточного и северо-западного простирания и представлены крутопадающими линейными штокверками с прожилками и жилами кварца, полевых шпатов и карбонатов. Широко развиты брекчии на кварцевом и кварц - карбонатном цементе, вкрапленная и прожилковая сульфидная минерализация. Особенности блеклых руд были установлены при изучении фактического материала Андреевской и Николаевской рудных зон.

По особенностям минерального состава руд месторождение относится к золото - сульфидно - кварцевой формации [2]. По минералогическому и химическому анализам руды месторождения Пионер преимущественно сложены кварцем и полевыми шпатами, встречаются карбонаты, слюды и рудные минералы.

На примере рудных зон Андреевской и Николаевской сделана попытка систематизации блеклых руд месторождения Пионер. На 90% рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом. Блеклые руды вместе с другими сульфидами и сульфосолями входят в оставшиеся 10%, тем не менее, они встречаются во всех типах руд в тесной минеральной ассоциации с самородным золотом.

В процессе изучения отличий химического состава блеклых руд из разных генераций месторождения Пионер были исследованы больше 60 зерен. Полированные шлифы изготовлялись в аналитическом центре ИГиП ДВО РАН. Аналитические работы выполнялись на электронном микроанализаторе JXA – 8100 (ДВГИ ДВО РАН) и электронном микроскопе EVO 40 XVP (ИБМ ДВО РАН) по стандартным методикам.

По формам выделения блеклые руды образуют изометричные, овальные и удлиненные разности. Размер от нескольких микрон до сотен микрон. Часто блеклые руды образуют скопления с другими минералами. В наиболее раннем медно-порфировом типе руд они встречаются в виде включений в пиритах с молибденитом, образуют каймы по пириту и халькопириту. В золото-сульфидно-кварцевом типе руд (пирит-галенитовая ассоциация) в сростании с пиритом, сфалеритом, галенитом, золотом и теллуридами серебра. В золото-сульфосолюно – антимонитовой блеклые руды образуют фазы с большим разнообразием минералов: антимонитом, сульфосолями Sb, As и Pb (буланжерит, джемсонит, бурнонит и т.д), арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, теллуридами и сульфидами серебра (гессит, аргентит), теллуридами золота (петцит) и самородным золотом. Состав золота месторождения Пионер так же как и на Покровском месторождении [3] отличается по пробности, 700-800 для рядовых руд, 900-980 для богатых.

В результате проведенных исследований было установлено, что блеклые руды месторождения Пионер относятся к трем видам и ряду внутривидовых разновидностей. Некоторые данные рентгеноспектральных анализов и пересчитанные кристаллохимические формулы представлены в Таб.1. По содержанию сурьмы и мышьяка блеклые делятся на теннантиты и тетраэдриты. Высокие содержания серебра (Вес. 10 % и больше) позволили выделить группу, которая относится к фрейбергитам. При изучении блеклых руд из разных минеральных ассоциаций было установлено, что в кварц-золото-молибденит халькопиритовой ассоциации встречаются теннантиты и тетраэдриты, в пирит-галенитовой развиты

преимущественно тетраэдриты, в золото-сульфосольно-антимонитовой тетраэдриты (Рис.1) и фрейбергиты (Рис.2), редко присутствуют теннантитами. Были установлены вариации содержания мышьяка, сурьмы, меди, серебра, железа и цинка в разных видах блеклых руд месторождения. Содержание мышьяка варьирует от 10 до 18.9%. в теннантитах, от 0.76 до 7.99% в тетраэдритах, от 0.77 до 3.2% в фрейбергитах. В последнем виде есть образцы, где мышьяка нет совсем.

Таблица 1. Химический состав (масс.%) и кристаллохимические формулы блеклых руд месторождения Пионер

№ п/п	№ образца	Cu	Ag	Au	Fe	Zn	Mn	Sb	As	S	Total
1	УПА-214-2-10	40.39	0.62		7.63	0		4.88	17.06	27.58	98.45
2	УПА-214-2-16	39.27	0		3.04	5.34		10	12.3	27.56	97.83
3	УПН-20-1-8	36.21	3.95		3.21	4.11		15.34	10.02	26.21	99.05
4	УПН-12-2-9	32.59	9.11		4.8	1.97		12.07	11.31	25.98	97.84
5	УПА-214-2-21	37.34	0		1.45	6.92		25.32	2.88	25.17	99.09
6	УПА-214-2-6	37.77	0.56		4.18	2.59		23.74	2.94	25.01	96.79
7	УПА-214-2-5	39.15	0.62		4.41	2.48		22.15	4.41	25.3	98.52
8	УПА-19-2-29	35.45	0.93		0.83	7.09		25.03	2.37	25.35	97.04
9	УПН-20-1-3	35.74	3.98		1	6.73		20.95	5.54	25.55	99.48
10	УПН -14-30-10-3	19.55	28.25		2.1	4.02		22.31	1.4	22.37	100
11	УПН -13-5-1-7	24.92	17.14		4.63	3.68		23.89	2.26	23.02	99.54
12	УПН -14-26-27	20.88	17.52	6.83	2.44	2.97		24.23	1.4	23.73	100
13	УПН -13-5-48	23.47	19.19		3.22	3.15	0.52	26.54	0.77	23.01	99.87
	№ образца	формула									Минерал
1	УПА-214-2-10	$(Cu_{9.77}Ag_{0.08}Fe_{2.10})_{11.95}(Sb_{0.24}As_{3.71})_{3.95}S_{13.23}$									Fe – теннантит
2	УПА-214-2-16	$(Cu_{9.57}Fe_{0.84}Zn_{1.47})_{11.88}(Sb_{1.27}As_{2.54})_{3.81}S_{13.31}$									Fe – Zn – теннантит
3	УПН-20-1-8	$(Cu_{9.16}Ag_{0.59}Fe_{0.92}Zn_{1.01})_{11.8}(Sb_{2.02}As_{2.15})_{4.18}S_{13.14}$									Ag- Zn- теннантит
4	УПН-12-2-9	$(Cu_{8.38}Ag_{1.38}Fe_{1.41}Zn_{0.50})_{11.67}(Sb_{1.62}As_{2.47})_{4.09}S_{13.24}$									Ag - Zn -Fe – теннантит
5	УПА-214-2-21	$(Cu_{9.72}Fe_{0.42}Zn_{1.75})_{11.89}(Sb_{3.44}As_{0.63})_{4.07}S_{13.04}$									Fe – Zn – тетраэдрит
6	УПА-214-2-6	$(Cu_{9.97}Ag_{0.08}Fe_{1.25}Zn_{0.66})_{11.96}(Sb_{3.26}As_{0.70})_{3.96}S_{13.08}$									Zn – Fe – тетраэдрит
7	УПА-214-2-5	$(Cu_{10.09}Ag_{0.09}Fe_{1.29}Zn_{0.68})_{12.15}(Sb_{2.96}As_{0.96})_{3.92}S_{12.93}$									Ag – Zn – Fe – тетраэдрит
8	УПА-19-2-29	$(Cu_{9.41}Ag_{0.14}Fe_{0.24}Zn_{1.82})_{11.67}(Sb_{3.46}As_{0.53})_{3.99}S_{13.34}$									Ag – Zn – тетраэдрит
9	УПН-20-1-3	$(Cu_{9.25}Ag_{0.61}Fe_{0.29}Zn_{1.69})_{11.84}(Sb_{2.83}As_{1.23})_{4.06}S_{13.10}$									Ag - Zn - тетраэдрит
10	УПН -14-30-10-3	$(Cu_{5.70}Ag_{4.85}Fe_{0.69}Zn_{1.13})_{12.37}(Sb_{3.39}As_{0.34})_{3.73}S_{12.90}$									Fe - Zn - фрейбергит
11	УПН -13-5-1-7	$(Cu_{6.95}Ag_{2.82}Fe_{1.46}Zn_{0.99})_{12.22}(Sb_{3.48}As_{0.54})_{4.02}S_{12.76}$									Zn - Fe - фрейбергит
12	УПН -14-26-27	$(Cu_{6.06}Ag_{2.99}Au_{0.64}Fe_{0.81}Zn_{0.84})_{11.34}(Sb_{3.67}As_{0.35})_{4.02}S_{13.64}$									Au - Fe - Zn - фрейбергит
13	УПН -13-5-48	$(Cu_{6.66}Ag_{3.2}Fe_{1.03}Zn_{0.86}Mn_{0.17})_{11.92}(Sb_{3.93}As_{0.18})_{4.11}S_{12.97}$									Mn - Zn - Fe - фрейбергит

Содержание сурьмы колеблется в пределах 4.88 - 15.34 % для теннантитов, 13.38 - 16 % для тетраэдритов и 20.11 - 28.01 для фрейбергитов. Медь является металлом, который в блеклых рудах изоморфно замещается. В рудах месторождения встречаются, как высокомедистые разновидности так образцы где процессы замещения происходили достаточно интенсивно. В теннантитах медь составляет 38.59 – 40.4 %, в тетраэдритах 30.24 – 38.9 %, в фрейбергитах 19.55 – 29.27 %. Серебро в блеклых рудах замещает медь. Встречается во всех видах блеклых руд и во всех генерациях, но в теннантитах 0.62 – 9.11 %, тетраэдритах 0.56 - 8.51 %, фрейбергитах 11.6 – 28.9%. В группе теннантитов есть образцы без серебра. Наиболее высокие содержания серебра и в теннантитах и в тетраэдритах характерны для золото-сульфосольно-

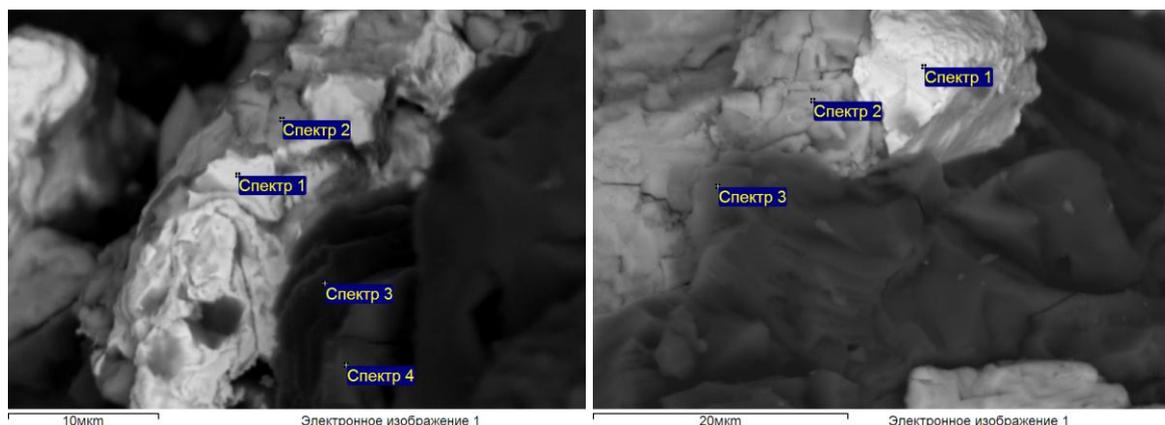


Рис.1 Сп.1- золото; Сп.2-Аg-тетраэдрит;
Сп.3 - слюда; Сп.4 - ортоклаз

Рис.2 Сп.1- золото; Сп.2 – фрейбергит;
Сп.3 – пленки углерода по тетраэдриту

антимонитовой ассоциации куда относится и группа фрейбергитов. Золото встречается в фрейбергитах 5.04 – 6.83 %. Золото либо замещает медь вместе с серебром, либо образует тонкие сростания (нанофазы) с блеклой рудой. Из двухвалентных металлов в блеклых рудах присутствуют и цинк и железо. Цинка в теннантитах 1.97 – 7.01 %, в тетраэдритах 2.32 – 7.06 %, в фрейбергитах 2.37-4.81 %. Иногда цинк отсутствует в теннантитах и тетраэдритах ранней генерации. Наиболее высокие содержания железа характерны для теннантитов (1.6 – 7.63 %) и тетраэдритов (0.49 – 7.23 %) ранней генерации. Для фрейбергитов содержания железа (2.1 – 3.96 %) значительно ниже. Для блеклых руд месторождения Пионер значения серы варьирует в пределах 22.37 – 28.08 %. Максимальные концентрации отмечаются для теннантитов, минимальные для фрейбергитов.

В самой поздней из продуктивных ассоциаций – золото-сульфосольно-антимонитовой встречаются блеклые руды, обладающие микронеоднородностью. Содержание серебра в них колеблется в пределах $Ag_{0.61}-Ag_{9.39}$ формульных коэффициентов (ф.к.). Зональность в блеклых рудах является результатом колебаний содержаний Ag и Cu, а также полуметаллов Sb и As. В процессе замещения меди серебром растет количество сурьмы и уменьшается содержание мышьяка.

Если рассмотреть эволюцию составов блеклых руд месторождения Пионер то можно увидеть что в более ранней генерации (кварц-золото-молибденит-халькопиритовая ассоциация) как для теннантитов так и для тетраэдритов характерны наиболее высокие содержания железа и наиболее низкое содержание серебра по сравнению с другими генерациями. В средней генерации (пирит-галенитовая ассоциация) содержание серебра составляет 1-2 % и более высокий цинк. Для поздней (золото-сульфосольно-антимонитовая ассоциация) генерации характерны содержания серебра около 5 % для теннантитов и тетраэдритов, высокие для фрейбергитов, цинка больше чем железа по сравнению с ранней генерацией, встречаются золото и марганец. При образовании золоторудного месторождения Пионер от более ранних к более поздним продуктивным ассоциациям в блеклых рудах увеличивается роль серебра и сурьмы, уменьшается мышьяка и меди.

Литература

1. Золоторудные месторождения России. // Ред. М.М. Константинов. – М.: Акварель, 2010. 349 С.
2. Петровская Н.В. Самородное золото /Москва, Наука, 1973. 344 с.
3. Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. Наноразмерное золото в рудах Покровского месторождения // Доклады Академии наук. 2010. Т. 435. № 4. С. 527-530.

САРМИЕНТИТИЗАЦИЯ-ВАЖНЫЙ ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

А.М. Musayev¹, А.Р.Кушаков², С.А. Романов², Е.Р. Оналбаев¹, Д.И.Джуманиязов¹

¹ Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан

² Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, г. Ташкент, Узбекистан

По литературным данным окраска и структурные разновидности окислов и водных окислов рудообразующих элементов можно использовать в качестве поискового признака месторождений соответствующих металлов. Изменение окраски рудообразующих элементов в зоне окисления отмечены многими исследователями. Наибольшую информацию можно найти по окислам железа, меди, цинка, свинца, молибдена, олова и др. элементов в убывающем количестве в приведенной последовательности элементов. Мышьяк является одним из широко распространенных элементов, дающих рудные месторождения собственного типа, а также образующий примеси в месторождениях других металлов.

Бадалов С.Т. и Поваренных А.С.[1], Бадалов С.Т.[2], придавая значение сидерофильности мышьяка в геохимических процессах, полагают сингенетичность примесей мышьяка со многими сульфидными минералами.

Изучая устойчивость сульфидных минералов Поль Б., Брайтон мл., Брайтон Дж., Скиннер в системе Fe-As-S пришли к выводу, что тройная систем арсенопирита в рудах не встречается в значительном масштабе. Она не образуется в металлургических штейнах, поэтому значение системы для металлургии не существенно[4]. В противоположность этому взгляду на золоторудных месторождениях Южного Тянь-Шаня в гидротермальных условиях система железо-мышьяк-сера распространена широко (м-я Мурунтау, Кокпатас, Даугыз, Чармитан и др.). Эта система характерна также для колчеданно-полиметаллических руд Зармасского, Хандизинского и др. рудных полей юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Отмечено, что в железорудных месторождениях горной Шории были установлены редкие минералы такие как альгодонит Cu_3As и мышьяковистая медь-витнегит (самородная медь, содержащая до 11% твердых растворов мышьяка) [9]. Впервые наличие мышьяковистой меди на Джекказганском меднорудном месторождении был установлен Т.А.Сатпаевой [11]. В.И.Синяков указывает [9], что такие минералы им были установлены на Пыхтынском железорудном месторождении в составе кальцит-кварцевых жил секущих кварц-гематитовые руды. Для нас интересен указанный им факт изменения окраски этих минералов. По [7] они имеют латунно-желтый цвет и сильный металлический блеск. При долгом хранении на воздухе тускнеют и становятся серовато-черными. В полированных шлифах цвет их красновато-желтый, желтовато-розовый, более светлый по сравнению с самородной медью. Автор считает, что при гидротермальном процессе последних стадий окисления сульфидов медь образуется за счет восстановления закисного железа; считает, что мышьяковистая медь и альгодонит образуются из гидротермальных растворов при высокой температуре (400-360 С). По данным С.Т.Бадалова и А.С.Поваренных [1], арсенопирит является одним из носителей элементов примесей – золота, серебра, селена, теллура и др. Он совместно с пиритом выделяется в виде кварц-пирит арсенопирит-золоторудной формации, где пириту и арсенопириту приурочено почти все золото. Тяготение золота к указанным минералам объясняется его халькофильностью. Согласно мнению Коробушкина И.М.[12] золото в арсенопирите и пирите руд Кокпатас-Бакарчикского типов образует изоморфное замещение железа, в почти неизвлекаемой форме даже при длительном цианировании. Гаврилов А.М. считает тонкодисперсное золото сингенетичным на золоторудном месторождении Бакырчик (Казахстан) ссылаясь на то, что в кристаллических арсенопиритах и пирите золото в главной массе концентрируется в центре кристаллов в момент зарождения кристаллов. [13].

В Среднеазиатских месторождениях арсенопирит проявляется в месторождениях прожилково- жильного типа в связи с шеелитоносными скарнами (Хамрабаев,

1958)[14,15,16]. Авторы не исключают повышение содержаний элементов примесей в арсенопиритах при метаморфизме под влиянием различных процессов изменений. Обосновывая пострудное вхождение золота и других примесных элементов в арсенопирит считается, что арсенопирит в кварц-пирит- арсенопирит золоторудных типах руд является важнейшим концентратом и носителем золота.

В более поздних работах С.Т.Бадалов [2]) разбирая химизм золота и мышьяка указывал, что эти элементы в природных системах могут находиться во всех известных и возможных валентностях. Высокие (4-5) валентности этих элементов при оптимальных сочетаниях приводят к возникновению локальных концентраций по их совместному нахождению. В халькофильных условиях- пишет С.Т.Бадалов –золото и мышьяк проявляют такое свойство так интенсивно, что находятся в совместной концентрации независимо от их минеральных форм устойчивых для золота. Тяготение золота к мышьяку проявляется только в условиях их резко выраженной халькофильности и биофильности, когда эти элементы способны находится совместно как свободной, так и минеральной формах [2]. По данным М.И.Моисеевой, изучавшей мышьяковистые месторождения Кураминского хребта [7] наиболее крупным скоплением мышьяк характерен для месторождения Такели, где в зависимости от состава руд ею выделены мышьяковистые, мышьяково-полиметаллические и собственно-полиметаллические типы руд. Первый тип представляет жильные образования среди известковисто-аркозовых конгломератов. Оруденение в этих жилах представлено вкраплениями арсенопирита, пирита, в подчиненном количестве сфалерита, галенита, халькопирита, тетраэдрита и единичными зернами касситерита в сопровождении кварца, ортоклаза, мусковита, хлорита с вкрапленностью пирита.

Во втором типе в сходных геологических условиях в руде несколько больше сульфидов свинца и цинка в жилах находящихся среди серицитизированных пород. Оруденение - вкрапленности арсенопирита, галенита, сфалерита, пирита. Жильными минералами являются кварц, кальцит, и хлорит. Руды несут повышенные содержания серебра. С этим типом руд связано формирование арсенопиритовых рудных тел в виде гнезд и линз кальцита, кварца, мусковита, ортоклаза с вкраплениями и массивными скоплениями арсенопирита с единичными зернами золота. Выделены также более поздние стадии рудообразования среди которых мышьяковистая минерализация существенной роли не играет. Значение окраски вторичных минералов зон окисления сульфидных месторождений в качестве поисковых признаков доказано многими исследователями очень давно (Ч. Андерсон, [8]. R. Blanchard, [19]. М.Ф.Зенин, 1938, А.Б.Баталов, [21]., Б.И. Омеляненко, [17]. 1978, Dawson K.R.1956, Blanchard[19]. и др.) Можно считать установленным, что окраска окислов и гидроокислов в первую очередь определяется соотношением в них первичных сульфидных минералов. Например, красная или каштановая окраска лимонита по халькозину обусловлена высоким содержанием гематита. Сургучно-коричневый или Бисмарк-коричневый лимонит является – гетитом, а охристо-желтый лимонит оказывается ярозитом. Бланшар [19] отмечает, что для использования окраски лимонитов в качестве поискового признака нужно учесть и состав вмещающих пород. Так, в пиритоносных районах лимонит имеет кирпично-красный цвет если содержание меди в рудах небольшое. Лимонит, образующийся в полевошпатовых жилах по рассеянному халькозину обычно каштанового цвета, а лимонит осадившийся в карбонатных жильных породах замещая халькозин-бисмарк - коричневого цвета. Кроме цвета лимонитов при поисковых работах могут быть использованы структурные типы лимонитов как остаточного так перенесенного видов широко классифицированного М.Ф.Зениным[20] на примере Алмалыкского медно-порфирикового месторождения. А.Б.Баталов[19] такие исследования типов лимонитов проводил на примере месторождения Сарычеку Алмалыкского рудного поля. Интересны сведения приводимые Э.А.Дунин-Барковской и М.А.Ким[22] о кристалломорфологических особенностях золотоносного арсенопирита из золото-сульфидов по мышьяковистым рудам месторождения Кокпатас (Западный Узбекистан), где отмечены, что в арсенопирите указанного месторождения содержится большая часть невидимого золота по сравнению с пиритом. Если учесть данные С.Т.Бадалова и А.С.Поваренных о

приуроченности преобладающих содержаний в центральных частях кристаллов арсенопирита, то распознавание включений арсенопирита в сульфидных минералах простым и доступным кристаллооптическим методом значительно облегчается, задача прогнозирования золотоносности сульфидных минералов в колчеданно-полиметаллических рудах как дополнительный поисковый признак.

А.Г.Бетехтин приводил характеристики многих водных арсенатов: фармоколит – белый со светло-желтоватым $\text{CaHAsO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, красноватым оттенком, встреченные в зоне окисления мышьяковистых руд Бричмуллы и Карамазара в Узбекистане. Им выделены разновидности кальциевого (байдингерит- $\text{CaHAsO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) арсената встреченного на месторождении Яхимов в Чехословакии, арсенат никеля и кобальта (фербезит- $(\text{Ni}, \text{Co})\text{HAsO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) - серовато-белого цвета им же выделены водные арсенаты трехвалентного железа

Симплезит - $\text{Fe}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ зеленовато-синий

Феррисимплезит- $\text{Fe}_3[\text{AsO}_4]_3[\text{OH}]_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Фармакосидерит – $\text{Fe}_3[\text{AsO}_4]_3[\text{OH}] \cdot 6-8\text{H}_2\text{O}$ кубического габитуса

Сармиентит- $\text{Fe}_2(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ моноклинного габитуса по Бетехтину А.Г. относятся к водному сульфат-арсенату железа. Это подтверждено и в системе минералогии Дэна Дж.Д [5]. Для него характерен бледно-оранжевый цвет. Эти арсенаты образуются в зоне окисления собственных минералов мышьяка арсенопирита(Fe, AsS) и лелингита(FeAs_2). А.А. Годовиковым [6]. указано, что в системе арсенопирит $\text{Fe}[\text{As}]$ и лелингит (FeAs_2) арсенопирит в отличие от сафролита CoAs_2 при нагревании в закрытой трубке дает красный налет-сульфид мышьяка и черное кольцо – мышьякового зеркала –серые вторичные изменения. В гидротермальных условиях арсениды легко окисляются замещаясь висмутом, халькопиритом, пиритом, галенитом и тиосолями серебра. Анализ приведенных выше данных показывает, что все исследования относительно изменения окраски минералов при их окислении касаются, главным образом, железистых и медных руд, а изменение окраски собственно мышьяковистых руд в зоне окисления не упоминается за исключением единственного указания И.Х.Хамрабаева [12,13,14].

Проведенные нами исследования окolorудных изменений в Чармитанском рудном поле показали, что субсогласные межпластовые силлы габбро-диабазов среди Джазбулакской свиты повсеместно ороговикованные, смятые вместе с пластами подстилающих и покрывающих пород в пликативные складки интенсивно рассланцованы и границы между ними стерты так, что макроскопически они становятся неразличимыми. Когда крупные блок ксенолиты мощных тел остаются среди граносиенитов Кошрабатского интрузива они подвергаются контактовым и постмагматическим гидротермальным изменениям подвергаясь многочисленным макро и микро трещинам. Такие трещины благоприятствуют просачиванию через них рудообразующих растворов. Например, на контакте габбро-диабазы вскрытого штольней из карьера на 10-12м от устья происходило обильное накопление сульфидных минералов представленных вкраплениями и гнездами пирита и арсенопирита. Такое обилие золотосодержащих сульфидов в габбро-диабазы возможно связано с экстракцией из их состава железа и мышьяка при достаточно высокой активности т.е. эффективной концентрации серы в составе рудообразующего гидротермального раствора. Такое рудогенерирующее значение габброидов при их взаимодействии с гранитоидной магмой находят подтверждения на других участках Чармитанского рудного поля, а также на аналогичных рудных полях Южного Тянь-Шаня.

На рис. 1 показан характер локализации сульфидных минералов среди окварцованных габбро-диабазов. Из рисунка видно, что жила развитая вдоль контакта альбитизированного габбро-диабазы (верхняя часть) представлена массивными выделениями арсенопирита и пирита развитой на стороне кварцевой жилы. Арсенопирит и пирит в прожилке рудного минерала находятся в смешанном состоянии с преобладанием арсенопирита в верхнем прилегающем к диабазу зальбанде, а пирит в зоне развития кварцевой жилы, переходящей к альбитизированным и окварцованным граносиенитам. Зональное распределение окраски в жиле вызвано очевидно количественным соотношением арсенопирита и к пириту. По арсенопириту образовались густо красновато-коричневые водные окислы по пириту светло-

желтоватые гидроокислы железа- лимониты. Оба этих минерала по времени образования почти одновременны. Об этом говорит смешанность указанных видов окрасок, но преобладание густых и красноватых цветов со стороны диабаз указывает на то, что начало кристаллизации принадлежит арсенопириту, а конец пириту. Это обусловлено разницей эффективной концентрации мышьяка и железа при экстракции из диабаз. Так как в диабазе содержится сульфидообразующий мышьяк и железо в соответствии с их температурами устойчивости гидроокислы мышьяка начинают выделяться раньше гидроокислов железа [3,7].

Об этом же свидетельствует наличие эмульсионных вкраплений арсенопирита среди кристаллов пирита, что очень характерно для золоторудных месторождений гор Чакул-калян на западном окончании Заравшанского хребта в Кызылтурукском рудном поле (месторождение Северное, центральное, широтное, Галабулак, Куштепа и др.)

На рис 2. показан характер проявления эмульсионных вкраплений арсенопирита среди метакристаллов пирита из месторождения Галабулак.

На рудопроявлениях Кызылтурукского рудного поля основная масса сульфидных минералов, в том числе, золотосодержащих выделяется вслед кварц-серицитовой внутренней фазией березитов, поэтому они псевдоморфно развиваются по силикатным минералам по кварцу и серициту. На рис. 3 приведен характер псевдоморфного замещения серицита.



Рис. 1. Обильное выделение золотосодержащих сульфидных минералов вдоль кварцевой жилы проходящей между диабазом и граносиенитами. Они в виде вкраплений, гнезд и прожилка приурочены к окварцованному габбро-диабазу. На контакте кварцевой жилы с габбро-диабазом развиты гидроокислы железа желтого цвета и марганца красного цвета.

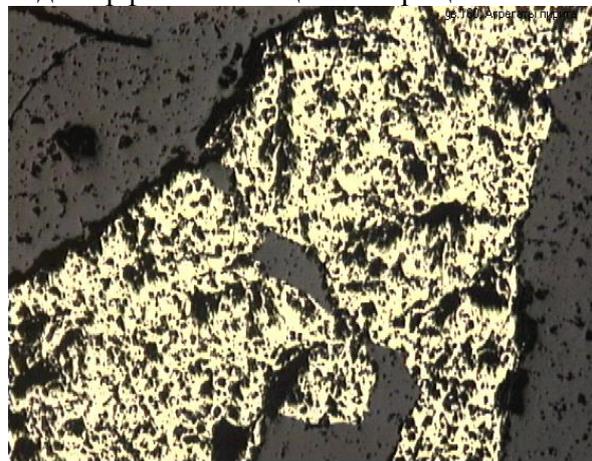


Рис. 2 Образец №1, увеличение 500х. Метакристалл пирита среди рудоносной сливной кварцевой жилы. Черные прожилки и бесформенные выделения лимонита, а изометричные, таблитчатые, призматические и шестоватые фиолетового цвета выделения принадлежат к сармиентиту, развитому по эмульсионным вкраплениям арсенопирита



Рис. 3. Образец №1, увеличение 500х. Метакристалл пирита развитый псевдоморфно по пластинке слюды. Месторождение Куштепа.

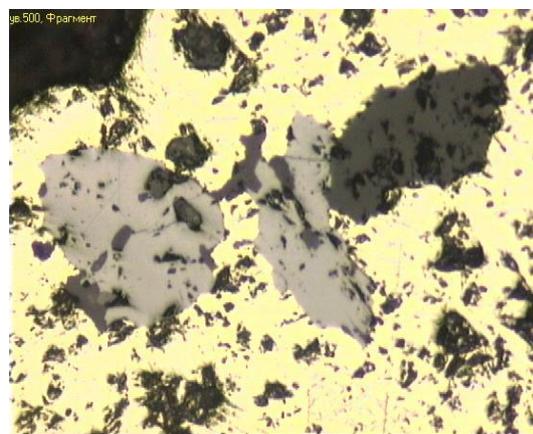


Рис.4. Образец №1, увеличение 500х. Метакристалл пирита с включениями обломков кварца, содержит фиолетового цвета сармиентиты, развитые по эмульсионным включениям арсенопирита (Галабулак)

Среди вкраплений пирита некоторые по составу отклоняются в сторону халькопирита. (рис.5).

В приведенных обоих сульфидных минералах по данным рентгено-спектрального анализа (Jeol) содержатся микропримеси золота, причем в халькопирите золота содержится несколько в большем количестве. Это как-будто согласуется с тем, что в халькопирите (рис.5) вкрапления сармиентита количественно увеличиваются. Они становятся более укрупненными, формы кристаллов ксеноморфные. Очевидно микропримеси $FeAsS_2$ эмульсионного происхождения начинают перекристаллизовываться при повышении μS и уплотнение гидротермальных растворов в стадии образования собственно золото-сульфидной рудной формации, проявляющейся в среднетемпературных условиях. При этом перекристаллизация сульфидов сопровождается образованием более крупных идиоморфных фромбоидов по условиям формирования аналогичных с порфиробластами, возникающими в магматических породах при их автотематическом изменении.

Как видно из рис.6 перекристаллизация арсенопирита с образованием фромбоида сопровождается автолизией (очищением) и образованием идиоморфных кристаллов лишенных от вкраплений гидроокисей мышьяка.

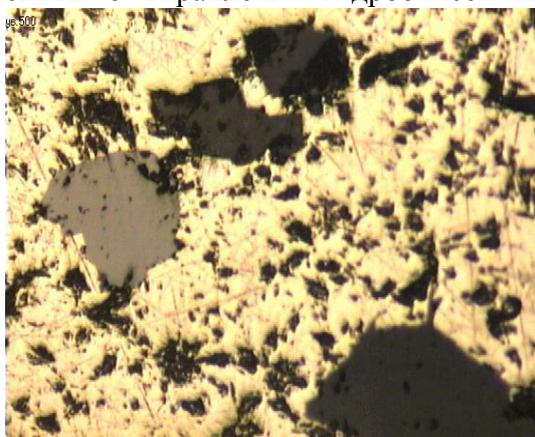


Рис5. Образец №1, увеличение 500х. Кристалл халькопирита с включениями обломков кварца с обильными, более укрупненными выделениями сармиентита (Галабулак)



Рис.6. Хадакристал (фромбоид) арсенопирита (квадратной формы) в более позднем пирите, содержащем сармиентит, развитый по эмульсионным вкраплениям $FeAsS_2$

Встречены сульфидные минералы, образующие прожилки галенита среди рудовмещающих карбонатных пород (рис.7). Галенит заполняет будунированные трещины анкеритизированного известняка. Между выделением галенита и вмещающей карбонатной породы образуется кайма лимонита (черные полосы), возникшего за счет окисления анкерита.



Рис 7, образец 5, увеличение 500^x. Прожилка галенита в ассоциации с карбонатом.

В таких галенитах, более поздних, чем пирит и арсенопирит, развитых на Хандизинском месторождении колчеданно-полиметаллических руд содержатся значительные примеси серебра, иногда достигающего до состава гессита (Ag_2Te). Минералого-геохимические особенности таких руд рассмотрим в следующей статье.

Таким образом, приведенный выше фактический материал убеждает нас в возможности использования водных арсенатов трехвалентного железа и водно-сульфатного его арсената–сармиентита, легко устанавливаемого простым оптическим методом в полированных шлифах руд в качестве поискового признака золото-сереброрудных месторождений Южного Тянь-Шаня.

Под термином «сармиентитизация» мы понимаем обобщенно вторичные изменения сульфидных минералов как водных арсенатов трехвалентного железа, а также водно-сульфатного его арсената–сармиентита,

Литература

1. Бадалов С.Т., Поваренных А.С. Элементы-примеси арсенопиритов / *Металлогения и геохимия Узбекистан.*»ФАН», Ташкент,1974,с,53-57.
2. Бадалов С.Т. Минералого-геохимические и генетические особенности совместного нахождения золота с мышьяком в рудообразующих системах/ *Избранные труды по геохимии , минералогии и биогеохимии.* /М.,2015,с.127-135.
3. Бетехтин А.Г. Минералогия / *Госгеолтехиздат, Москва, 1950, 759с.*
4. Поль Б Бартон мл., Брайан Дж. Скиннер Устойчивость сульфидных минералов /*Геохимия гидротермальных рудных месторождений.* Изд-во «Мир», Москва, 1982,с.238-327.
5. Дана Дж.Д. Система минералогии /Том II Ил. М., 1954, 390с.
6. Годовиков А.А. Минералогия М. «Недра» 1983, 646с.
7. Моисеева М.И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов. «Фан», Ташкент, 1969г.,
8. Андерсон Ч. Окисление сульфидов меди и вторичное сульфидное обогащение /*Проблемы рудных месторождений /Ил.М.,1959, с.304-318.*
9. Синяков В.И. Мышьяковистая медь и альгодонит из железорудных месторождений горной Шории/ *Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири, «Наука», СО, Новосибирск,1977,с.177-182.*
10. Хамрабаев И.Х., Мусаев А.М., Искандаров Э.И. К геохимии золота в магматогенных процессах по данным экспериментальных исследований /*Геохимия золота, ДВНЦ, АН СССР, Владивосток, 1978,с.59-62.*
11. Сатпаева Т.А. Минералогические особенности типа медистых песчаников /*Алма-Ата. Изд-во АН Каз.ССР, 1958, 240с.*
12. Коробушкин И.М. О форме нахождения «тонкодисперсного золота» в пирите и арсенопирите/*ДАН СССР, Т.192,1970,№2.*
13. Гаврилов А.М. О сингенетичном с сульфидами тонкодисперсного золота на золоторудном месторождении Бакырчик/ *Труды ЦНИГРИ. Вып. 96, ч.1,1971.*
14. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане,/Ташкент, изд-во АН УзССР, 1958, 460с.
15. Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. /Ташкент,изд-во АН УзССР, 1959(под редакцией Хамрабаева И.Х.)
16. Хамрабаев И.Х. Хаёт сахифалари , 1969.
17. Омеляненко Б.Н. Околорудные гидротермальные изменения пород. /М. «Недра», 1978, 216с.
18. Dawson K.R. Petrology and red coloration of wall-rocks, radioactive deposite Jold-fields Region, Saskatchewan/ *Geol. Serv. Of Canada bull., 1956,№33,p.1-46.*
19. Blauchard R Limonite types derived from borinite and tetradrite/ *Econ. Geol. 25, 557- 580 (1930)*
20. Зенин М.Ф. Продукты окисления и выщелачивания сульфидов как критерий оценки месторождений медно-порфировых руд по выходам. /Изд-во Средаз. Индустриального института, Ташкент, 1938,89с.
21. Баталов А.Б. Итоги крупномасштабной съемки на месторождениях группы Сарычеку, 1932-33г, фонды ИГГ АНРУз, рукопись, 55с.
22. Дунин-Барковская Э.А., Ким М.А. Кристалломорфологические особенности золотоносного арсенопирита золото-сульфидно-мышьяковистых руд месторождения Кокпатас (Западный Узбекистан) / *Минералообразующие флюиды и рудогенез (материалы Международного симпозиума (совместно с APFIS-II), Ташкент, 1998, с.144.*

РОЛЬ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ СИЛЛОВ И ДАЕК ГАББРО-ДИАБАЗОВ ЧАРМИТАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ГРАНИТОИДОВ КОШРАБАДСКОГО ИНТРУЗИВА НА ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

А.М. Musayev, Д.И. Джуманиязов, Е.Р. Оналбаев

Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан

Кошрабадский интрузив расположен на южном склоне Северного Нуратау, вытянут в широтном направлении и имеет клиновидную форму, направленную острием на юго-запад. На юге, юго-западе и юго-востоке интрузив контактирует с интенсивно метаморфизованными флишеидными песчано-сланцевыми отложениями силурийского возраста. Вдоль южного контакта интрузива проходит Караулхана-Чармитанская зона смятия или глубинный разлом, игравший со своими ответвлениями Мажерумским и Акайдарским разломами СВ простирания – роль магмавыводящего канала. Субширотное простирание Караулхана-Чармитанского разлома и северо-восточное простирание Мажерумского и Акайдарского разломов определило форму интрузива.

В геологическом строении Чармитанского рудного поля участвуют две группы пород: метаморфизованные осадочные породы нижнего силура (джазбулакская свита) и прорывающие их гранитоиды Кошрабадского интрузива (C_3-P), которые являются основными рудовмещающими породами. Осадочно-метаморфические породы в виде узкой полосы обрамляет южную часть интрузива. Они представлены сланцами, алевролитами и песчаниками, содержащими в отдельных прослоях известковый и туфогенный материал.

В пределах площади Чармитанского рудного поля вулканогенно-осадочные породы джазбулакской свиты $S_1I_n^3 dz$ известны на южных склонах хребта Северный Нуратау в бассейнах саев Джиланды, Джазбулак, Байпурушли, р. Санзар, в низовьях рр. Тегирманаул, Таджикаул и центральной части бассейна р. Чармитан. Свита прорывается Кошрабадским массивом. Общее простирание пород северо-западное. Ширина выходов колеблется от 600 до 1200 м.

Нижняя граница свиты фиксируется по появлению в значительных количествах грубозернистых, часто полимиктовых разностей песчаников и алевролитов и наличию многочисленных эффузивных пластовых тел (диабазов). Верхний контакт устанавливается по смене грубозернистых вулканогенно-терригенных отложений, содержащих позднеелландоверийские граптолиты, на более тонкозернистые существенно алевропелитовые образования Наукатсайской свиты с комплексом ранневенлокских граптолитов. Мощность джазбулакской свиты ~ 100 м. [Абдуазимова З.М., 2004]

Джазбулакская свита представлена темно-серыми и зеленовато-серыми кварцево-серицитовыми, серицито-хлоритовыми, кварцево-сланцевыми, андалузитовыми и глинистыми сланцами, роговиками, алевролитами, песчаниками, известняками, мраморизованными известняками с отдельными прослоями туфов и туфопесчаников.

На контакте с граносиенитами Кошрабадского интрузива породы описываемой свиты подвергались контактовому метаморфизму (серицитизация, андалузитизация, ороговикование, мраморизация и окремнение).

Весьма характерной особенностью свиты является присутствие субвулканических пластовых тел мощностью до 40 м габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, которые совместно с вмещающими породами смяты в складки. Почти повсеместно джазбулакская свита смята в сложные складки, опрокинутые на юго-запад; к их крыльям приурочены отложения вышележащей наукатсайской свиты S_1W_1 .

Разрез свиты исследован в нескольких пересечениях с целью изучения как нижнего, так и верхнего контактов.

Низы свиты хорошо представлены по Накрутсаю, где устанавливается такая последовательность наложения снизу вверх:

1. Метадиабазы серовато-зеленого цвета. Ширина выхода их 18 м. На нижнем контакте со сланцами S_{13}^2 наблюдается пропилитизация пород, где присутствуют низкотемпературные (хлорит-карбонатные, хлоритовые) парагенезисы пропилитов.

2. Темно-серые, реже зеленовато-серые существенно кварцевые алевролиты с волнистой и тонкогоризонтальной слоистостью. Мощность ~ 20 м.

3. Метадиабазы, аналогичные описанным в пачке 1, ширина выхода ~ 20 м.

4. Зеленовато-серые существенно кварцевые алевролиты (мощностью до 20 см) с горизонтальной и волнистой слоистостью, переслаивающиеся с темными аргиллитами, реже полимиктовыми разнозернистыми (до гравийных) песчаниками. В составе обломков последних, наряду с кварцем, в значительном количестве присутствуют обломки кремнистых, слюдястых пород, микрокварцитов, аргиллитов и др. В них четко фиксируются следы размыва нижележащих слоев глинистого состава в виде округло-вытянутых тонких, пленочных останцев аргиллитов. Контакты между песчаниками и алевроаргиллитами, как правило, резкие. Мощность ~ 15 м.

5. Черные аргиллитовые и кварцево-слюдястые сланцы с редкими прослоями (мощностью 2-3 см) зеленовато-серых существенно кварцевых алевролитов с горизонтальной и волнистой слоистостью. Мощность ~ 25 м.

Породы этой пачки содержат многочисленные граптолиты: Мощность джазбулакской свиты по разрезу Накрутская порядка 100 м.

Верхи разреза свиты и интервал границы с наукатсайской свитой более полно представлены по саю Байпурушли, где породы этих двух свит находятся в запрокинутом залегании.

Снизу вверх в стратиграфической последовательности находятся:

1. Темно-серые и пестро окрашенные аргиллитовые сланцы с прослоями существенно кварцевых алевропесчаников. Мощность 10-12 м.

2. На них согласно со следами пропилитизации залегают диабазы мощностью 8 м.

3. Аргиллиты с редкими прослоями алевролитов с граптолитами уровня самых верхов верхнего лландовери и хитинозои этого интервала. Мощность 8 м.

4. Диабазы – мощность 20 м.

1. Переслаивание серых, тонкозернистых алевролитов и алевролитовых сланцев мощностью 12 м.

2. Диабазы – 15 м.

3. Тонко чередующиеся зеленовато-серые, участками пестро окрашенные алевролитовые и аргиллитовые сланцы, аргиллиты с прослоями кварцевых алевро-песчаников. Мощность 5 м.

4. Полимиктовые, толстослоистые песчаники с редкими прослоями аргиллитовых сланцев. В начале пачки преобладают крупнозернистые до гравийных разностей песчаники со слюдясто-кремнисто-карбонатным цементом. По составу обломков они резко отличаются от всех вышеописанных. Здесь преобладают обломки слюдястых сланцев, кремнистой породы, кварцитов, меньше алевролитов, известняков, доломитов, эффузивных пород кислого и основного состава. Некоторые горизонты песчаников содержат караваеподобные образования размером 25x10 см, сложенные алевритистыми аргиллитами и алевритистыми известняками. В верхах пачки песчаники становятся мелкозернистыми, и начинают преобладать алевропесчаники. Мощность 20 м. Суммарная мощность составляет 98 м. [ЗМ]

На основании геолого-литологических разрезов и геологических исследований в пределах площади Чармитанского рудного поля Гилляев Х. выделил четыре литологические пачки:

1. Серицито-глинистые сланцы с прослойками алевролитов, реже песчаников;

2. Кварцево-слюдястые и углисто-слюдястые сланцы;

3. Кварцево-биотитовые роговики, андалузитовые пятнистые, узловатые сланцы;

4. Мраморизованные известняки, а также известняки с прослойками роговиков.

Породы первой пачки – существенно серицито-глинистые сланцы с прослойками алевролитов и полимиктовых песчаников отмечаются в южной и юго-восточной частях

площади месторождения. Ширина выхода пачек на поверхности в пределах месторождения достигает 50-300 м. Литологический состав: серицито-глинистые сланцы чередуются с прослойками алевролитов и полимиктовых песчаников мощностью до 10 см, реже 30 см.

Глинистые сланцы представляют собой тонколистоватую рассланцованную породу темно-серого, серого, зеленовато-серого, местами до черного цвета. Порода состоит из тончайших чешуек слюд (менее 0,05 мм) – серицита, биотита и хлорита, располагающихся субпараллельно, и незначительного количества углистого вещества в виде мельчайших точечных частичек. Также в небольших количествах встречены рудные минералы, турмалин, рутил и гидроокислы железа.

Алевролиты по внешнему виду темно-серые, зеленовато-серые и серые, тонко- и равномерно зернистые, размер обломков от 0,01 до 0,1 мм. Порода состоит преимущественно из кварца (40-80%) и полевого шпата – плагиоклаза (до 10%), в незначительном количестве присутствуют и акцессорные минералы: апатит, рутил, турмалин, реже сфен.

Песчаники разномзернистые, преимущественно кварцевого и кварцево-полевошпатового состава, зеленовато-серого, серого цвета, тонкоплитчатые. Они состоят из кварца (15-80%), полевошпата (до 15%), рудных минералов (до 1%). Цемент в основном кварцево-слюдистый. Количество его в породе колеблется от 25 до 80%. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, апатитом, рутилом. Количество их достигает 10%.

Джазбулакская свита на площади характеризуется редким присутствием туфогенных песчаников. Туфопесчаники темновато-серого цвета. Микроструктура их бласто-алевропсаммитовая с элементами ороговикования. Минералогический состав (%): кварц - 55, слюды - 25-30, плагиоклаз - 15-20, рудные и акцессорные минералы - 3. Породы состоят из довольно крупных (до 1 мм) оскольчато-угловатых, реже с несколько сложенными краями зерен кварца и плагиоклаза, нагруженных в цементирующую основную массу. Биотит не имеет строгой ориентировки и в шлифе породы располагается чаще всего группами, где наряду с крупными чешуйками отмечается мелкочешуйчатый биотит. В тесной ассоциации с биотитом находится рудный минерал в виде черных неправильных зерен. Роговая обманка имеет вид сильно корродированных призм различного сочетания. По роговой обманке развивается актинолит и эпидот.

Вторая пачка – кварцево-слюдистые и углисто-слюдистые сланцы – преобладает в восточной, северо-восточной и южной частях месторождения. Породы приурочены к контакту Караулхана-Чармитанской зоны нарушения. Видимая мощность от 100 до 1200 м. По литологическому составу сланцы описываемой пачки в южной и юго-восточной частях площади рудного поля чередуются между собой с резкими переходами. В целом в разрезе преобладают кварцево-слюдистые сланцы. Литологический состав: наряду с преобладающими кварцево-слюдистыми и углисто-слюдистыми сланцами отмечаются маломощные (до 10 см) прослойки алевролитов, серицито-глинистых сланцев, андалузитовых сланцев, кварцитов, кварцево-биотитовых роговиков и полимиктовых песчаников.

Кварцево-слюдистые сланцы темно-серого цвета. Порода состоит из изометричных, иногда несколько вытянутых зерен кварца размером 0,05-0,1 мм и составляет 40-70% от общего объема породы. Отмечены зерна серицита и хлорита – до 40% и рудные минералы – до 1%. Акцессорные – турмалин, циркон и сфен.

Чешуйки серицита, располагающиеся в промежутках между зернами кварца, имеют ориентировку в одном направлении, что обуславливает сланцеватую текстуру породы, которая подчеркивается также расположением удлиненных зерен рудного минерала.

Третья пачка – кварцево-биотитовые роговики, андалузитовые пятнистые, узловатые сланцы. Эти породы мощностью до 300 м в основном развиты на контакте Кошрабадского интрузива. Породы пачки чередуются между собой с постепенными переходами и наблюдаются в виде отдельных полос шириной до нескольких метров. В этой пачке часто отмечаются прослойки кварцитов мощностью до 5 см.

Кварцево-биотитовые роговики темно-серого цвета. Минералогический состав, %: кварц (40), плагиоклаз (30-40), слюдистый минерал (до 30), рудные и акцессорные минералы (до 3).

Основная масса породы приблизительно в равных соотношениях сложена мелкими зернами кварца и плагиоклаза. Кроме того, отмечены чешуйки серицита, хлорита, биотита, образующие чаще всего агрегатные кучные скопления в виде пятен на фоне равномерно зернистой плагиоклаз-кварцевой массы, обуславливая пятнистую текстуру. Величина пятен 0,4-0,7 мм, редко 1,0 мм.

Андалузитовые сланцы серого, темно-серого, местами до черного цвета. Минералогический состав породы, % андалузит (до 30), кварц-плагиоклаз (до 50), углистое вещество (до 10), слюды (до 10), рудного минерала и аксессуариев (до 5). Андалузит образует крупные (до 2, реже 10 мм по удлинению) порфиробласты.

Четвертая пачка – мраморизованные известняки и известняки с прослойками роговиков, обнажающиеся на северном контакте Караулхана-Чармитанской зоны нарушения в виде отдельной линзы размером 3-4 x 30-60 м. Мраморизованные известняки представлены чередованием темно- и светло-серых полос мелкозернистого кальцита мощностью 0,1-3 см. Известковистые песчаники по внешнему виду тонкоплитчатые, желтовато-серого, серого, беловато-серого цвета. Эти известняки сильно смяты в мелкие складки. Максимальная мощность мраморизованных известняков с роговиками достигает 24 м с крутым (80-85°) падением на север. Известняки и мраморизованные известняки повсеместно метасоматически окварцованы. Содержание кварца местами достигает 20%. Контакт описываемых пород с вмещающими породами повсеместно тектонический.

Субвулканические пластовые тела габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов наблюдаются по правому и левому бортам р. Чармитан. Мощность их до 10 м, протяженность – до 500 м. Породы серо-зеленого цвета, массивные или порфировые. Состав пород, %: плагиоклаз – андезин-альбит – (40), роговая обманка – актинолит – (40), эпидот+цоизит (10), гранат (до 10) и в незначительных количествах кварц, мусковит, сфен, карбонаты, микроклин. [Тилляев, 1973]

В целом, вулканогенно-осадочные породы Джазбулакской свиты S_1I_3 в экзоконтакте Кошрабадского массива на площади Чармитанского рудного поля первоначально были представлены флишоидно-терригенными, местами карбонатными образованиями. Позже они претерпели региональный и контактовый метаморфизм. Региональный метаморфизм выразился в бластической перекристаллизации глинистого материала до состояния тонкочешуйчатого серицита и хлорита, как правило, одной ориентировки. Обломочный материал изменился незначительно.

В Северном Нуратау региональный метаморфизм охватывал все нижнепалеозойские отложения. Степень его нарастает сверху вниз по разрезу. Особенно интенсивно метаморфизованы кремнисто-терригенные отложения. Породы одинакового стратиграфического уровня в разных местах существенно различаются по степени метаморфизма. Это указывает о существовании наряду с вертикальной и латеральной метаморфической зональности. Терригенные песчано-алевролитовые, глинистые породы Джазбулакской свиты представляют группу метапелитов. Их исходный состав благоприятствует появлению в них при метаморфизме ряда типоморфных минералов - индикаторов термодинамических условий минералообразования. Свита представлена обогащенным кремнеземом, кальцием, насыщенными калием глинисто-магнезиально железистыми породами. Особенности их состава обусловили практическое отсутствие в них метаморфогенного калиевого полевого шпата, широкое развитие мусковита, биотита, граната и ставролита. В пределах экзоконтактов в осадочно-вулканогенных породах Джазбулакской свиты проявлены метасоматические процессы, сформировавшиеся в результате гидротермальной проработки.

Приведенный выше материал указывает, что Джазбулакская свита, являющаяся основной вмещающей средой для Кошрабадского интрузива характеризуется наличием в своем составе значительного объема туфогенного материала сингенетично образовавшиеся с песчано-алевритисто-глинистыми составляющими типичные флиши силурийского возраста (S_1In,w). Было известно, что в южной и юго-восточной частях Кошрабадского интрузива

Джазбулакская свита подстилается накрутской свитой аналогичного состава, отличающего от Джазбулакской свиты еще большим присутствием вулканогенного материала (Абдуазимова,). Латерально эта свита к юго-западной части Кошрабадского интрузива сменяется Караташской свитой, также состоящей из перемежающихся пластов терригенного и туфогенного материалов. В составе этой свиты также присутствуют субвулканические образования в виде силл и даек диабазов и габбро-диабазов. В этой юго-западной части южного экзоконтакта Кошрабадского интрузива мощность Джазбулакской свиты несколько сокращается и она покрыта наукатсайской свитой, представляющей верхи разреза силурийских флишоидов, распространенных в южном склоне хребта Северный Нуратау. Представляет интерес особенности химического и спектрального состава измененных за счет ороговикования на контакте с Кошрабадским интрузивом дайкообразных межпластовых тел габбро-диабазов изученных нами на левом склоне Бегалися, представляющего правый приток р.Тегирманаул. они приведены ниже в таблицах 1 и 2.

Данные таблицы 1 и 2 указывают на сложный состав даек габбро-диабазов и интенсивную дебазификацию состава их при метаморфическом изменении (ороговиковании) под воздействием граносиенитов Кошрабадского интрузива.

Простое сравнение данных химического анализа габбро-диабазов Бегалися (табл.1) с составами габбро-диабазов Северного, Южного Нуратау и Гобдунтау расположенного южнее Маржанбулакского золотоудного поля показывает, что габбро-диабазы Бегалися были интенсивно дебазифицированы за счет контактового воздействия Кошрабадского интрузива с постепенным увеличением в них содержания диоксида кремния при некотором снижении содержания двуоксида титана и двух валентных оснований. У полуторных окислов в изученных габбро-диабазов содержание глинозема менее снижается относительно трех окиси железа, которая сначала резко повышается, а в интенсивно дебазифицированной разности остается в значениях равных с содержанием этой окиси в среднего состава габбро-диабазов Северного Нуратау. Повышенное содержание Fe_2O_3 и MgO в начальной стадии дебазификации диабазов связано проявлением в них регионального метаморфизма альбит-хлоритовой фации, подверженных в следующем этапе приконтактовому, кислотному выщелачиванию стадии эпимагматического метасоматоза процессами гумбеизации, эйситизации, лиственитизации, березитизации и окварцевания. Эти процессы происходили в условиях нарастания химических потенциалов щелочей, что отчетливо заметно на второй колонке таблицы 1. Остальные окислы состава изученных габбро-диабазов существенных колебаний не проявляют(табл.1).

Для спектрального состава ороговиковавшейся разности габбро-диабаз не характерным оказались калий, свинец, цинк при незначительном содержании этих элементов в менее измененной их разности не содержащим мышьяк. В продуктах гидротермального изменения габбро-диабазов, представленных с прожилками кальцита исчезает Ba , V , Cr , Pb , Zn , As , Co , Mo , W , Sn , Be , Li . В связи с тем, что в составе гидротермальных кальцитов установлены повышенные концентрации тяжелых редких земель, в частности иттербия изучение карбонатных минералов зон золоторудной минерализации Чармитанского рудного поля приобретает практическое значение.

По возрасту габбро-диабазы мощных силл и даек Чармитанского рудного поля хорошо коррелируются с габбро-диабазы мощных силл и даек Мальгузарского комплекса пироксенит-габбро-диорит-гранитоидной формаций (Баранов и др.1978) Туркестанского хребта. Результаты анализов силл и даек Мальгузарского комплекса приведены ниже(табл.3)

Субсогласные межпластовые силлы габбро-диабазов среди Джазбулакской свиты повсеместно ороговиковавшиеся, смятые вместе с пастами подстилающих и покрывающих пород в пликативные складки интенсивно расщеплены и границы между ними стертые так, что макроскопически они становятся неразличимыми. Когда крупные блок ксенолиты мощных тел остаются среди граносиенитов Кошрабадского интрузива они подвергаются контактовым и постмагматическим гидротермальным изменениям подвергаясь покрытием многочисленными макро и микро трещин.

Таблица 1 Результаты химического анализа габбро-диабазов Джазбулакской свиты Чармитанского рудного поля (Бегалисай) в сравнении с габбро-диабазами Северного, Южного Нуратау и Гобдунтау

Оксиды	Бегалисай			Сев.Нуратау	Юж.Нуратау	Гобдунтау.
	Габбро-диабаз	Габбро-диабаз	Карбонатжилы	Габбро-диабаз	Габбро-диабаз	Габбро-диабаз
	Весовые %					
SiO ₂	77.6	58.96	4.42	48.5	49.7	47.9
TiO ₂	0.52	0.65	0.06	2	3.4	1.5
Al ₂ O ₃	9.77	11.3	1.11	13.3	13.7	12.2
Fe ₂ O ₃	3.06	5.9	0.65	3.9	2.2	0.8
FeO	1.28	2.5	<0.25	9.8	12.5	8.9
MgO	1.21	7.86	3.02	5.7	5.2	6.9
MnO	0.02	0.23	0.01	0.2	0.2	0.2
CaO	1.4	9.53	48.78	9.4	5.2	9.3
Na ₂ O	2.18	0.41	0.06	2.2	3	3
K ₂ O	1.81	1.7	0.16	0.3	0.4	0.6
P ₂ O ₅	0.21	0.2	0.01	0.2	0.7	0.2
SO ₃	0.51	1.06	0.16	0.08		<0.2
CO ₂	0.12	0.13	<0.1			0.1
S	0.15	0.37	0.06			
ППП	2.1	2.17	41.69			2.9
H ₂ O	0.31	0.25	0.22	0.3	1.7	0.2
CO ₂	<0.2	0.88	32.18	1.3	0.08	<0.2

Таблица 2. Результаты спектрального анализа габбро-диабазов и их ороговикованных разностей

№пп	Компоненты	Ороговикованный габбро-диабаз	Габбро-диабаз	Карбонатная жила в габбро-диабаз
1	SiO ₂	40%	35%	8%
2	Al ₂ O ₃	10%	12%	4%
3	Ca O	0.2	5%	35%
4	Na ₂ O	0.2%	2%	0.01
5	K ₂ O		0.8	
6	Fe	3%	4%	0.6
7	Mg	3%	8%	5%
8	Ba	0.07	0.05	
9	Sr	0.02	0.01	0.05
10	Mn	0.06	0.03	0.04
11	V	0.007	0.008	
12	Ti	0.5	0.07	0.08
13	Cr	0.006	0.007	
14	Cu	0.001	0.006	0.001
15	Pb		0.002	
16	Zn		0.01	
17	As	0.01		
18	Ni	0.01	0.001	0.001
19	Co	0.001	0.002	
20	Mo	0.0002	0.0002	
21	W		0.007	
22	Sn	0.0001	0.0007	
23	Be	0.0003	0.002	
24	Li		0.002	

Таблица 3. Результаты силикатного анализа габбро-диабазов Мальгузарского комплекса (из отчета Гусева В.А. и др., 1989 г.)

п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Характеристики пород (микроопределение)	Микрозернистый диабаз			Диабаз среднезернистый		Габбро	С/з. диабаз эндоконта	Зона накали даек диабазов (эндоконтакт)	
Номера проб	8,3	8,8	8,15	8,13	8,26	8,32	8,4	8,11	8,21
SiO ₂	45,12	49,3	48,04	57,8	54	47,2	83,45	71,5	74,5
Al ₂ O ₃	12,3	14,2	13	15,16	13	11,6	13,8	12,7	14,5
Fe ₂ O ₃	2,93	1,9	2,41	1,67	0,1	9,58	4,07	1,61	2,41
FeO	9,43	9	10,54	6,12	11	7,66	3,85	1,72	0,72
CaO	8,84	7,39	9,25	3,19	5,27	9,18	1,8	0,5	0,5
MgO	4,48	6,16	5,2	2,8	3,48	3,84	2,48	0,72	1,44
TiO ₂	3,18	2,8	3,21	1,7	3	3	1,5	0,48	0,8
MnO	0,03	0,05	0,05	0,02	0,05	0,09	0,02	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,47	0,32	0,37	0,19	0,41	0,35	0,2	0,16	0,04
K ₂ O	1	1,14	0,57	1,69	1,16	0,93	0,62	3,81	3,57
Na ₂ O	1,92	4	2,41	4,44	2,8	1,38	4,66	3,54	0,64
SO ₃	0,1	0,14	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,17	0,1
CO ₂	12,37	0,88	0,7	1,18	1,77	0,2	0,2	0,2	0,2
H ₂ O	0,11	0,15	0,1	0,1	0,1	0,2	0,13	0,1	0,2
п.п.п.	10,3	3,9	4,11	4,81	6	4,7	3,7	2,67	3,9
Σ	100,22	100,3	99,76	99,57	100,1	99,51	100,23	99,58	99,52

Такие трещины благоприятствуют просачиванию через них рудообразующих растворов. Например, на контакте габбро-диабазы вскрытого штольней из карьера на 10-12м от устья происходило обильное накопление сульфидных минералов представленных вкраплениями и гнездами пирита и арсенопирита. Такое обилие золотосодержащих сульфидов в габбро-диабазе возможно связано с экстракцией из их состава железа и мышьяка при достаточно высокой активности т.е. эффективной концентрации серы в составе рудообразующего гидротермального раствора. Такое рудогенерующее значение габброидов при их взаимодействии с гранитоидной магмой заслуживает пристального внимания и подтверждения на других участках Чармитанского рудного поля, а также и на других аналогичных рудных полях Южного Тянь-Шаня.

Характер локализации сульфидных минералов среди окварцованных габбро-диабазов показан на приводимом ниже рисунке.



Рис. Обильное выделение золотосодержащих сульфидных минералов вдоль кварцевой жилы проходящей между диабазом и граносиенитами. Они в виде вкраплений и гнезд прурочены к окварцованному габбро-диабазу. На контакте кварцевой жилы с габбро-диабазом развиты гидроокислы железа желтого цвета и марганца красного цвета.

Исходя из приведенных материалов можно сделать вывод, что наличие в составе джазбулакской свиты представляющей раму Кошрабадского интрузива силлов и даек габбро-диабазов сыграло значительную роль в специализации магматических пород интрузива на золото-редкометалльно (W)-редкоземельное (Yb) оруденение. Процессы регионального, динамотермального метаморфизма и послемагматического метасоматоза в совокупности с благоприятными для рудообразования условиями становления Кошрабатского интрузива способствовали широкому проявлению кислотно-основного взаимодействия пород контрастного состава. При этом рудообразующие элементы пород перешли в мобильное состояние и мигрировав в рудолокализирующие структуры отложили там свой полезный груз в виде рудных тел и зон минерализации.

Литература

1. Абдуазимова З.М., Асатуллаев Н.Р., Усманов Р.Р., Хан Р.С. и др. Стратиграфический словарь Узбекистана // Институт минеральных ресурсов – 2001 - С.158.
2. Даутов А.И., Асатуллаев Н.Р. Новые данные о строении Кошрабадского интрузива // Узб. геол.ж.- 1971.- №4. -С.70-74.
3. Даутов А.И. Щелочные элементы как индикаторы формирования гранитоидов (на примере Кошрабадского и Яхтонского интрузивов, Западный Узбекистан) // Узб. геол.ж. – 1973.-№5. -С.23-27.
4. Исамухамедов И.М. Петрология Нуратинского батолита //Изд. АН УЗССР. Ташкент, 1955,471с.
5. Тилляев Х.С. Некоторые геологические условия формирования и размещения золото-рудного оруденения на Чармитанском рудном поле//Узб. геол.ж.-1973. -№5.-С.28-31.
6. Тилляев Х.С., Асатуллаев И.Р., Кушмурадов О.К. Новые данные по геологии Чармитанского золоторудного месторождения // Науч. тр. Ташкент. ун-та. -1974. - Т. 438. -С. 95—99.
7. Тулегенов Т.Ж., Пирназаров М.М., Хамидуллаев Н.Ф., Хамроев И.О. Рудные метасоматиты глубоких горизонтов месторождения Чармитан и их поисковое значение// Геология ва минерал. ресурслар. -1999.- №5.-С.20-23.
8. Хамрабаев И.Х. Петролого–геохимические критерии рудоносности магматических комплексов//Ташкент. -«Фан».- 1969.-С.312.
9. Хамрабаев И.Х., Чеботарев Г.М., Мансуров М.М., Тилляев Х.С., Даутов А.И., Хренов В.А. Некоторые геолого-минералогические особенности золоторудного месторождения Чармитан в Западном Узбекистане.// Узб. геол. ж.-1971. -№ 3. -С.3-7.
10. Щербань И.П., Цой Р.В., Иванов И.П. Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана.// М.- «Наука».- 1990. -С.191.
11. Юдалевич З.А., Изох Э.П. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. //«Наука».- СО Новосибирск. -1975.-С.47-76.
12. Юдалевич З.А, Ганзеев А.А., Диваев Ф.К., Ронкин Ю.Л. Особенности внутреннего строения, возраст и оруденение Кошрабадского интрузива (Южный Тянь-Шань) // Строение и динамика литосферы Тянь-Шаня. -САИГИМС.- Ташкент.- 1991.- С.33-61.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВЕРХНЕМ ПРИКОЛЫМЬЕ

Е.В.Нигаи

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Верхнее Приколымье охватывает крупную площадь бассейна верхней части долины р. Колыма и представляет собой зону сочленения юго-восточного блока Верхояно-Колымской складчатой области с Приохотским сектором Охотско-Чукотского вулканогенно-плутоногенного пояса. Цель исследований - выяснение особенностей размещения благороднометалльной минерализации в данном регионе.

В геотектоническом плане регион находится в области сочленения и взаимодействия двух мезозойских складчатых подвижных поясов – крупного Яно-Колымского и гигантского Охотско-Чукотского. Первый пояс развивался вдоль восточной окраины Сибирского палеоконтинента, второй – по западной окраине Тихоокеанской плиты.

Верхнее Приколымье является сейсмически активной областью. На данной территории зарегистрированы частые землетрясения в 3-4 балла, а также более редкие в 5-6 баллов и выше. Он полностью расположен в области распространения многолетней мерзлоты, имеющей мощность до 250-500 м [1].

К исходным данным относятся материалы по теме «Создание геодинамической модели основных тектонических структур Дальнего Востока в полосе опорного профиля 3-ДВ», в том числе «Тектоническая карта полосы профиля 3-ДВ и сопредельных территорий (Северо-Восточный участок)» масштаба 1:1000000. В составлении данной карты автор принял непосредственное участие. К исходным материалам относятся также государственные геологические карты масштаба 1:1 млн. (листы Р-54, Р-55 и Р-56), гипсометрические карты масштабов 1:2,5 млн. и 1:5 млн., космоснимки высокого разрешения Gugi maps и ряд публикаций по геологии, геофизике, тектонике и металлогении данного региона.

Методами исследований явились: а) обобщение, систематизация и анализ геологических и тектонических карт и схем, публикаций по особенностям тектоники, магматизма и металлогении золота и серебра рассматриваемого региона, б) вспомогательный геоморфоструктурный метод исследований.

На рис. 1 представлена обзорная тектоническая схема Верхояно-Колымской орогенной области, простирающейся от побережья Северного Ледовитого океана до побережья Охотского моря, расположение области исследований и современные границы двух кайнозойских сводово-глыбовых геоморфоструктур (в дальнейшем – глыб) - Верхнеколымской и Юкагиро-Колымской. Рассматриваемый регион с его главными структурными элементами (Колымо-Омулевским поднятием, Уяндино-Ясачненским поясом, Иньяли-Дебинским и Сугойским синклином, Аян-Юряхским и Балыгычанским антиклином и Балыгычано-Сугойским рифтогенным прогибом) практически весь вписывается в Верхнеколымскую глыбу. Границы двух глыб - Юкагиро-Колымской и частично перекрывающей ее Верхнеколымской - выделены по данным тектонических и геологических карт масштабов 1:2,5 млн. и 1:5 млн., а также космоснимков высокого разрешения Gugi maps и гипсометрических карт, с использованием геоморфоструктурного метода исследований. Возраст их заложения предположительно палеоцен-эоценовый - олигоценый. Возможно, что сводообразование с его плюмовой природой наиболее интенсивно происходило в неоген-четвертичное время, в период неотектонической активизации крупных глыб земной коры в данном регионе, о чем свидетельствует хорошая кайнотипная выраженность выделенных геоморфоструктур в современном рельефе, свойственные им высокие значения теплового потока и повышенная сейсмичность региона. Верхнеколымская глыба является гетерогенной структурой, в ее состав входят разновозрастные структурные элементы.

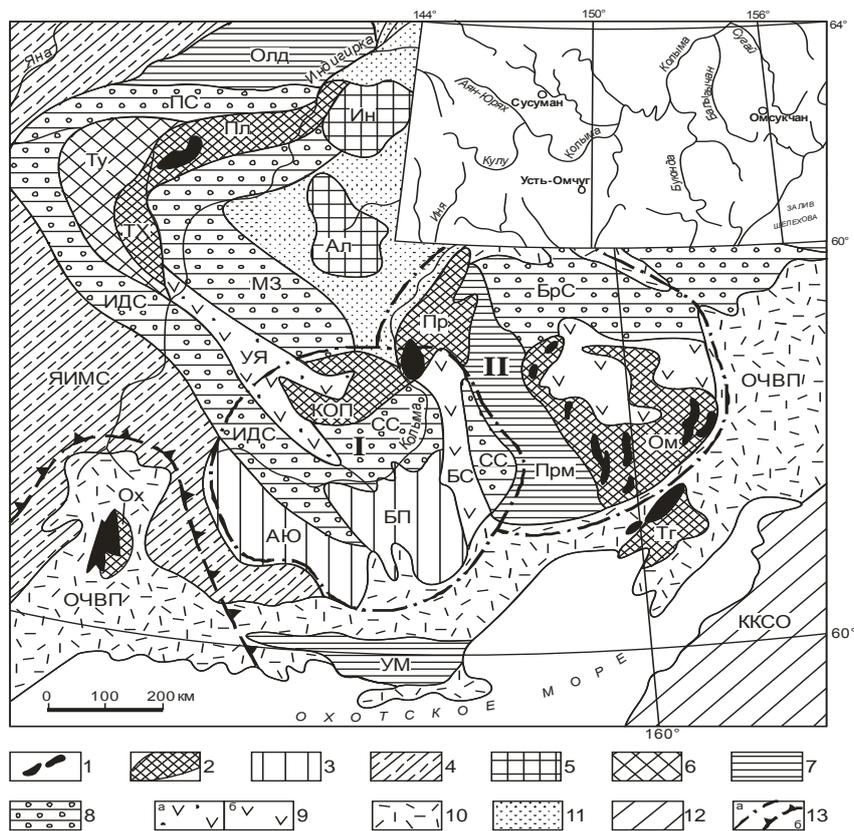


Рис. 1. Тектоническая схема Верхояно-Колымской складчатой области и размещение в ее составе Верхнеколымской и Юагино-Колымской кайнозойских сводово-глыбовых геоморфоструктур. Составлена с использованием тектонических схем Н.П. Анисеева и др. [9], Л.И. Красного [9], Н.П. Васильковского [3], данных гипсометрических карт, космоснимков и государственных геологических карт [13, 14]. На врезке - район исследований. 1 - выступы докембрийского складчатого фундамента; 2 - антиклинории, сложенные преимущественно ранне- и среднепалеозойскими комплексами пород: Пл – Полоусный, ТХ – Тас-Хаяхтахский, Пр – Приколымский, Ом – Омолонский, Ох – Охотский, Тг – Тайгоносский, КОП – Колымо-Омулевское поднятие; 3 - антиклинории, сложенные преимущественно пермско-триасово-юрскими комплексами пород: АЮ – Аян-Юряхский, БП – Балыгычанский; 4 - Яно-Индигоирский мегасинклинорий (ЯИМС), сложенный карбон-пермско-триасовым верхоянским комплексом; 5 - Индигоирское (Ин) и Алазейское (Ал) поднятия, сложенные мезозойским и частично палеозойским комплексами; 6 - антиклинории, сложенные мезозойским комплексом пород: Ту – Туостахский, Ан – Анюйский; 7 - мезозойские прогибы: Олд – Ольджойский, Рч - Раучанский, ЮА – Южно-Анюйский, Прм – Приомолонский, УМ – Удско-Мургалский; 8 - синклинории, сложенные триасово-юрскими терригенно-флишоидными отложениями: Ол – Олойский, ИДС – Иньяли-Дебинский, МЗС – Момо-Зырянский, ПС – Полоусный, БС – Березовский, СС – Сугойский; 9 - молассы юрские (а) и меловые (б), выполняющие грабены и рифтогенные прогибы: УЯ – Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса, БС - Балыгычано-Сугойского рифтогенного прогиба; 10 – позднемезозойский Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП); 11-12 – кайнозойские структуры: 11 - Индигоиро-Колымская впадина (ИКВ); 12 - Корякско-Камчатская складчато-глыбовая область (ККСО); 13 - границы: а – кайнозойских сводово-глыбовых геоморфоструктур: I – Верхнеколымской, II – Юагино-Колымской; б - Охотского докембрийского массива.

Размещение месторождений благородных металлов рассмотрено на примере Иньяли-Дебинского и Сугойского синклинориев, Балыгычано-Сугойского рифтогенного наложенного прогиба, Аян-Юряхского антиклинория и Балыгычанского поднятия.

Иньяли-Дебинский синклинорий (ИДС), сложенный мощными терригенно-флишоидными толщами, прорванными юрско-меловыми и меловыми гранитоидами, характеризуется наиболее высокой продуктивностью благороднометалльной минерализации. На его площади сосредоточено 30 золотокварцевых жильных месторождений, связанных с юрско-меловым, ранне- и позднемеловым этапами активизации региона [2, 3], и свыше 200 россыпей золота.

В Сугойском синклинории, расположенном к востоку от ИДС, золото-серебряное месторождение Громада приурочено к малой интрузии ранне-позднемеловых гранодиоритов, а

золото-редкометалльное месторождение Чепак размещается в роговиках, прорванных дайками позднемеловых гранит-порфиров [3].

В Балыгычано-Сугойском наложенном прогибе, испытавшем две стадии окраинно-континентального рифтообразования и вулканогенно-плутоногенного магматизма (в конце раннего мела и в позднем мелу), в конце раннего мела сформировались крупные золото-серебряные месторождения Дукат (уникальное), Лунное, Арылахское, а в позднем мелу - серебрянорудные объекты Мечта, Тидид, Гольцовое, Тэутэрэнджекское и Напористое (рис. 2).

Малтано-Ольский вулканогенный грабенообразный прогиб Охотско-Чукотского вулканогенного пояса вмещает золото-серебряные месторождения Агатовское и Карамкен, серебрянорудные – Ущельное, Утесное и Финиш. Важную тектоно-магматическую роль в локализации благороднометалльного оруденения сыграли и другие меловые вулканоструктуры - Иваньинский, Нявленгинский прогибы, в которых сформировались месторождения золото-серебряной формации Джульетта и Нявленга.

Крупнейшее в регионе Наталкинское золоторудное месторождение, размещающееся в Тенькинской зоне Аян-Юряхского антиклинория, локализовано в золотоносных пермских углеродисто-терригенных толщах - алевролитах и аргиллитах, прорванных дайками альбитофиров и лампрофиров, а сами рудные тела представлены юрско-меловыми кварцевыми жилами, линзами и прожилками среди прокварцованных пород [1]. Месторождение Школьное (Тенькинская зона) приурочено к позднеюрско-раннемеловому штоку диорит-гранодиоритов [2] Аян-Юряхского антиклинория.

Месторождения Среднеканское (Балыгычанское поднятие) и Штурмовское (Иньяли-Дебинский синклиорий) являются крупными золотоносными дайками, по данным государственных геологических карт [2, 3].

Многие рудные месторождения золота и серебра размещаются вблизи *крупных разломов или в зоне их влияния* [4]. К примеру, небольшое золоторудное месторождение Ойринское и крупное золото-серебряное Карамкенское размещаются вблизи Магаданского разлома. Серебро-золоторудные месторождения Напористое, Гольцовое, Мечта, Тидид и Дукат находятся в зоне влияния Кэнского разлома, проходящего посередине южной части Балыгычано-Сугойского наложенного прогиба. Небольшие серебрянорудные месторождения Утесное, Финиш и Ущельное приурочены к южному окончанию Тенькинского глубинного разлома, а золоторудные Контрандинское и Чай-Юрюинское размещаются вблизи Чай-Юрюинского разлома. К Усть-Омчугскому разлому [4] приурочены небольшие золото-серебряные месторождения Бургагылканское, Сенон и малое золоторудное Вилка. К Мылгинскому разлому [4] приурочены Штурмовское, Туманинское и Утинское золоторудные месторождения.

Перспективными на выявление новых золоторудных объектов могут стать следующие площади: а) участки, примыкающие к Тенькинскому, Усть-Омчугскому, Магаданскому и Арбутлинскому разломам; б) участки, приуроченные к местам пересечения разломов северо-западного и юго-восточного направлений (Улаханского и Умарского с Правооротуканским и Арбутлинским и др.); в) поля даек, штоков и силлов вдоль зоны Правооротуканского разлома.

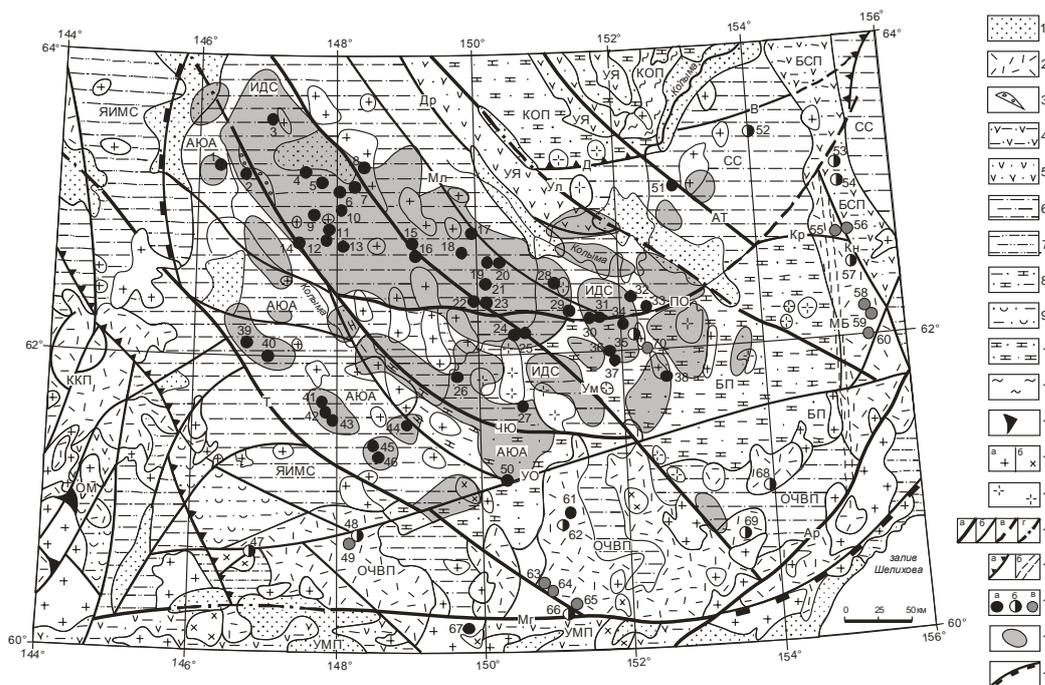


Рис. 2. Схема тектонического строения юго-западной части Верхнеколымской геоморфоструктуры с данными по благороднометалльному оруденению. При составлении использованы данные гос. геол. карт м-ба 1:1 млн. новой серии [1, 2]. 1 - кайнозойские впадины, 2 - позднемиоценовые вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса (ОЧВП), Кетандя-Куйдусунского прогиба (ККП), Балыгычано-Сугойского прогиба (БСП); 3 - раннемеловая континентальная моласса приразломной угленосной впадины; 4 - вулканогенно-терригенные формации: раннемеловой комплекс Балыгычано-Сугойского прогиба и юрско-меловой комплекс Удско-Мургаляского прогиба (УМП); 5 - средне-позднеюрские терригенно-вулканогенные формации Уяндино-Ясачненского (УЯ) пояса; 6 - флишеидно-молассоидные формации триаса и юры: Иньяли-Дебинского (ИДС) и Сугойского (СС) синклинориев, Яно-Индибирского мегасинклинория (ЯИМС), Аян-Юрхаского антиклинория (АЮА); 7 - глинисто-кремнистые турбидитовые и флишевые формации триаса и юры Яно-Индибирского мегасинклинория и Охотского массива (ОМ); 8 - пермские терригенно-карбонатные формации АЮА и Балыгычанского поднятия (БП); 9 - ранне-среднепермские углисто-глинистые туфогенные формации ЯИМС и ОМ; 10 - ордовик-силур-девонские карбонатно-терригенные формации Колымо-Омулевского поднятия (КОП). 11 - метаморфические комплексы протерозоя (кристаллопесчаники, филлитовые и графит-хлоритовые сланцы); 12 - выступы пород архея; 13 - ранне- и позднемиоценовые гранитоиды кислого (а) и среднего (б) составов. 14 - юрско-меловые гранитоиды; 15 - разломы: а – основные магмоконтролирующие, б – прочие, в – продолжения разломов, г – под рыхлыми отложениями; 16 – надвиги (а), скрытые разломы (б); 17 - месторождения: а – золоторудные, б – золото-серебряные, в – сереборудные; 18 - золотороссышные узлы и районы; 19 – западный и юго-восточный фрагменты границ Верхнеколымской геоморфоструктуры. *Разломы:* Т – Тенькинский, ЧЮ – Чай-Юрьинский, Ум – Умарский, Ул – Улаханский, ПО – Правооротуканский, АТ – Арга-Тасский, Ар – Арбутлинский, Мг – Магаданский; В – Ветровской, Кр – Кырчанский, Кн – Кэнский, Мл – Мылгинский, УО – Усть-Омчугский; Д – надвиг Долинный, МБ – Маякско-Булузский.

Литература

1. Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ. 1988. 264 с.
2. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (нов. сер.). Лист Р-54, 55 - Оймякон. Объяснительная записка. Отв. ред. Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 1999.
3. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист Р-56 - Сеймчан. Объяснительная записка. Отв. ред. В.И. Шпикерман. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2007.
4. Нигай Е.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Горошко М.В., Шевченко Б.Ф. Тектонические и магматические факторы контроля благороднометалльного оруденения Верхнего Приколывья // Отечественная геология. 2015. № 4. С. 17-27.

НОВЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧАГОЯНСКОГО ЗОЛОТО-РОССЫПНОГО УЗЛА

Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода, С.И. Бородавкин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Территория западной части Чагоянского (синоним Сиваглинского) золото-россыпного узла (рис. 1) занимает бассейн правых притоков р. Зeya в междуречьи Малого и Большого Чуканов.

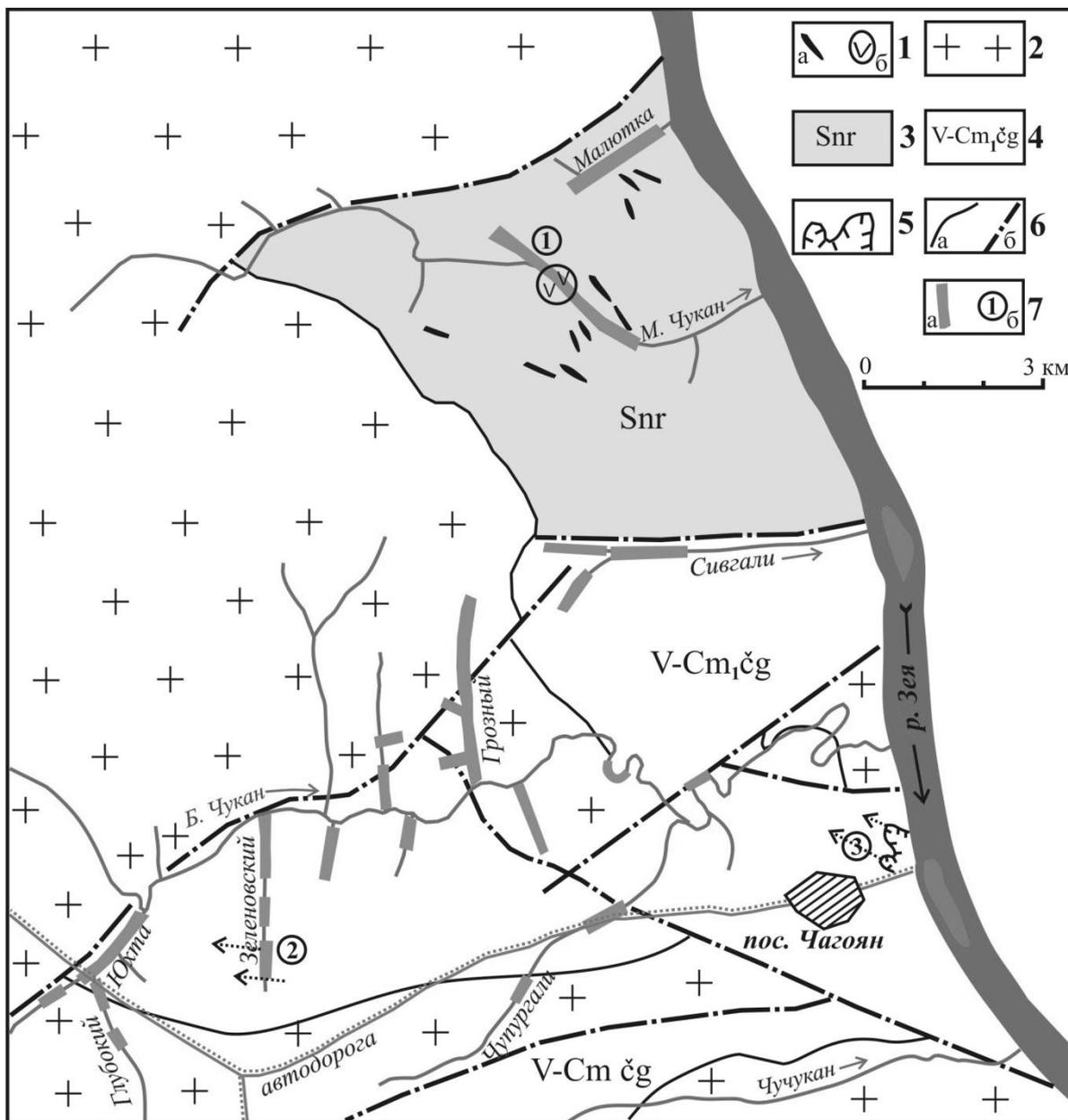


Рис. 1. Размещение рудопроявлений золота на геологической схеме правобережной части Чагоянского золотоносного узла

1 – дайки диоритовых порфиритов (а) и шток диоритов (б) буриндинского комплекса K_1 ; 2 – гранодиориты и граниты верхне-амурского комплекса K_1 ; 3 – терригенные отложения норской серии (силур); 4 – терригенно-карбонатные отложения чагоянской свиты (венд-нижний кембрий); 5 – контур известнякового карьера; 6 – геологические (а) и тектонические (б) границы; 7 – золотоносные россыпи (а) и рудопроявления (б).

Рудопроявления: 1 – Мало-Чукановское; 2 – Зеленовское; 3 – Карьерное.

Направления простираний зон показаны пунктирными стрелками

Она сложена отложениями существенно карбонатных пород венд-кембрия (чагоянская свита), терригенными породами силура (норская серия) и гранитоидами верхнее-амурского комплекса раннего мела. Эти породы местами прорваны штоками и дайками диоритов, диоритовых порфиритов и гранит-порфиров буриндинского комплекса. Большая задернованность и заболоченность территории затрудняет изучение деталей геологического строения территории и выявление коренных проявлений золота. Несмотря на широкое развитие промышленных россыпей, фактически, на этой территории было известно одно ранее выявленное рудопроявление золота в среднем течении р. Малый Чукан и ряд рудных точек. Нами на этой территории выявлено два новых рудопроявления – Зеленовское в вершине одноименного ручья и Карьерное – у пос. Чагоян. Ниже приводится их краткая характеристика.

1. Мало-Чуканское рудопроявление расположено на левобережье среднего течения одноименного ручья. Выявлено оно в конце 50-х годов 20 века (В.А. Миловская, 1960 г). Позднее (в 1984 году) юго-западная его часть вскрыта канавами. Представлено оно кварцевыми жилами и зонами брекчий в количестве 13 тел, сопровождаемых прожилковыми зонами среди аргиллизированных и пиритизированных даек диоритовых порфиритов и вмещающих их песчаников силура. Мощность кварцевых жил и зон окварцевания от 0,2 до 4,0 м. Простираются их северо-западное. Текстуры и структуры жильного выполнения весьма разнообразны. В жильных телах и прожилковых зонах обычны содержания золота 0,1-1,3, редко 7,6 г/т, а в ряде проб достигают 25,6 г/т (А.В. Ложников и др, 1985 г.), а в штуфх кварца из делювия до 154 г/т (данные А.В. Миловской). Оруденение пространственно, структурно и, вероятно парагенетически, связано с буриндинским комплексом диоритов и диоритовых порфиритов. В настоящее время изучение его продолжается.

Южнее этого рудопроявления, в основном над выходами осадочных комплексов венд-кембрия, известен ряд слабоконтрастных комплексных вторичных ореолов рассеяния золота и сопутствующих элементов (Ag, As, Pb, Zn, Sb). Они выявлены при детальном (1:10000) литохимическом опознании территории сосредоточения россыпей. Юго-восточная часть обозначенной нами территории систематическими детальными поисками не охватывалась. Простираются комплексных вторичных ореолов предпочтительно северо-западное.

Нами неоднократно (в 1984, 1993 и 2014) осуществлялись полевые работы на ряде участков правобережья и левобережья р. Зея на территории этого золотоносного узла с целью выяснения коренных источников золота для россыпей. Отбирались штуфные пробы метасоматитов в маршрутах, на отвалах свежих отработок старательских разрезов, с отвалов канав, пройденных предшественниками. По результатам этих работ на означенной территории интерес представляют два новых перспективных объекта.

2. Рудопроявление Зеленовское

В верхнем течении руч. Зеленовского, в 2,7 км от устья, при вскрытии и подготовке к отработке старателями в 1993 году верхнего добычного разреза, нами был исследован его левый борт. Для наблюдения был доступен разборный элювий. В тесной ассоциации с обломками диоритовых порфиритов было встречено большое количество обломков жильного кварца белого зернистого почти без сульфидов. Элювиальные развалы кварца расположены в поперечной к водотоку полосе не менее 15 м. Нами обследован борт будущего разреза вниз по течению примерно на 300 м. Встречались ещё обломки кварца и порфиритов в его нижней части. В единичных случаях можно было замерить примерные элементы залегания: азимут простираение $\sim 310^\circ \perp 80$ на ЮЗ. Таково примерное залегание серии жильных тел и зон нарушения с тектонической глиной. В отобранных штуфных пробах содержания золота составили 0,5-1,8 г/т. В пробе, отобранной на протолочку из элювиальных обломков с дресвой, содержание золота 13,5 г/т, а в отмытых обломках 1,8 г/т золота.

Тесная ассоциация жильного кварца с диоритовыми порфиритами напоминает ситуацию вышеописанного рудопроявления на Малом Чукане. Жильные тела залегают, видимо, в диоритовых порфиритах аргиллизированных, окварцованных и сульфидизированных. Сульфиды в жильном кварце и окварцованных породах содержатся на уровне <1%, представлены, в основном, пиритом. Наблюдались единичные выделения галенита и

халькопирита. Спектр руд представлен невысокими содержаниями (30-100 г/т) мышьяка, свинца, цинка.

Западнее этого рудопроявления, в старательском разрезе в низовье ручья Глубокого, правого притока р. Юхта (у места его пересечения с автодорогой, на рис. 1), обнаружено много обломков кварца, песчаников, алевролитов, гранитов, диоритов, диоритовых порфиритов, кварц-слюдистых сланцев, кварцевых метасоматитов. В некоторых обломках пород присутствует незначительная вкрапленность пирита. Содержания золота в ряде штучных проб варьируют от 0,1 до 0,69 г/т. В двух пробах сульфидизированных песчаников (до 15% пирита) содержания составили 4,16 и 14,81 г/т.

Ниже устья руч. Глубокого в долине р. Юхта также проведена старательская отработка россыпи разрезом до устья. В отвалах верхних отработок среди обломков терригенных пород и кварц-слюдистых сланцев встречено много обломков кварца. Следовательно, через низовье р. Юхта и верховье руч. Зеленовского проходит рудоносная зона, ассоциирующая с дайками диоритовых порфиритов. Это рудное поле следует считать перспективным на обнаружение месторождения золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формации.

3. Рудопроявление Карьерное

Золото-сульфидный тип оруденения обнаружен в известняковом карьере на правом борту долины р. Зея у пристани пос. Чагоян. Карьер имеет меридиональную протяженность около 600 м. В северной его части обнаружены зоны окварцованных и сульфидизированных пород в пачках переслаивания мраморизованных известняков и алевролитов, размещающихся в толще белых мраморизованных известняков. На верхних уступах сульфиды окислены, поэтому минерализованные зоны прослеживаются полосами лимонитизации. Залегание их крутое, простирание северо-западное, падение на юго-запад ($70-80^\circ$), мощность переменная (3-10 м). Таково простирание и вмещающих пород, и наложенной тектонической зоны. В ней, помимо зон повышенной трещиноватости, отдельных дорудных и послерудных сколовых трещин, есть зонки брекчирования мраморов, с наложением графитизации и сульфидизации. Общая ширина зоны нарушенных пород около 100 м. А за ее пределами в монолитных белых известняках карьера наблюдаются редкие разрозненные трещины с пиритом аналогичного залегания.

В штучных пробах сульфидизированных и лимонитизированных алевролитов содержания золота от 0,4 до 1,0 г/т и выше. В пробе, отобранной на протолочку весом 5 кг из таких пород, содержание золота составило 3,53 г/т, а в отмытом из нее шлихе обнаружено 220 знаков золота размерами 0,15-0,05 мм и мельче. В штуче из прослоя брекчированного мрамора с гнездами сульфидов (3%) содержание золота составило 3,5 г/т. В промежуточной части карьера коренные выходы пород перекрыты глыбовыми осыпями.

В южной части карьера в обнаженной юго-западной стенке наблюдается вторая минерализованная зона под надвигом, имеющим залегание: азимут падения $230^\circ \perp 30-50^\circ$. В ее висячем крыле белые монолитные известняки. В лежащем крыле – пачка переслаивания серых известняков с песчаниками и алевролитами крутого залегания $240^\circ \perp 75-80^\circ$. На терригенные породы наложена сульфидная вкрапленность и окварцевание. Местами породы превращены во вторичные кварциты с сульфидами (пиритом). Единичные короткие жилы более позднего молочно-белого кварца без сульфидов мощностью около 10 см секут их. Такой кварц слабо золотоносен (0,1 г/т).

В осыпи есть обломки пиритизированных алевролитов с крупными метакристаллами зонального строения. Такие кристаллы окаймлены кварцевой оторочкой. В штуче сульфидизированных пород содержание золота составило 1,86 г/т. Несомненно, минерализация этой зоны формировалась в несколько стадий под комбинированным карбонатным и тектоническим экраном. Минерализованная зона, видимо, довольно мощная. Карьером вскрыта лишь ее юго-западная часть шириной около 30 м. Зона заслуживает более детального изучения, опробования и прослеживания по простиранию. Вероятно, обе обнаруженные в карьере зоны этого рудопроявления могут оказаться протяженными, по крайней мере, до долины руч. Чупургали, правого притока реки Большой Чуван. В промежутке между названным ручьем и р. Зея на задернованной местности нами был встречен локальный (5 x 5 м) участок с обломками

ожелезненных переслаивающихся карбонатно-терригенных пород, пронизанных густой сетью прожилков кварца с сульфидами (около 1-3%). А при ревизии в 1993 году старой разведочной канавы, вскрывающей известняки, в пласте алевролитов была обнаружена крутозалегающая зонка мощностью около 20 см полностью окисленных сульфидных руд (охры зелёного и бурого цвета) с высокими содержаниями мышьяка (450-200 г/т), свинца (221%), цинка (221%), серебра (210 г/т), сульфиды (100-200 г/т), кадмия (1000 г/т), кобальта (100-200 г/т). Это проявление (рудная точка) имеет много общего с минерализацией полиметаллического месторождения Чагоян на левобережье р. Зeya – по сходству геохимического спектра, высоким содержаниям свинца и цинка и по условиям залегания (крутое субсогласное залегание в терригенно-карбонатной толще среди силикатных пород).

Кварцевый и сульфидный типы минерализации правобережья р. Зeya, если не брать во внимание вышеописанное проявление в старой канаве, сопровождается малым привнесом сопутствующих золоту свинца, цинка, меди, мышьяка (40-100 г/т). Поэтому вторичные ореолы на участках такой минерализации относительно слабоконтрастны, что затрудняет выделение перспективных площадей под детальные поиски месторождений золота.

Кроме этих типов минерализации в карбонатных толщах правобережья р. Зеи в маршрутах и в отвалах ранее пройденных выработок и старательских разрезов часто встречаются обломки кварцевых джаспероидов по известнякам. Замещающий кварц имеет белый или желтоватый цвет, переменную, чаще тонкую зернистость, обычно не содержит сульфидов. Нередко он пористый (от выщелоченных карбонатов). Встречены также обломки халцедоновидного кварца. По штуфному опробованию они обычно слабозолотоносны или незолотоносны, лишь в единичных штуфах при наложении сульфидов содержат до 2,2 г/т золота.

Таким образом, на юго-западной территории Чагоянского россыпного узла наиболее золотоносны зоны окварцевания и сульфидизации по пачкам переслаивания силикатных и карбонатных пород и кварцевые жилы, ассоциирующие с малыми телами диоритовых порфиритов. В протолочках таких пород присутствует мелкое и тонкое золото. Видимо, за счет такого золота формировались россыпи по многим водотокам, дренирующим площади распространения венд-нижнекембрийских терригенно-карбонатных отложений чагоянской свиты, в меньшей мере, терригенные отложения силура (водотоки Малый Чукаан и Малютка). При пока слабой геологической изученности территории золото-россыпного узла и рудопроявлений золота можно лишь предполагать, что золоторудная минерализация формировалась в пространственной и парагенетической связи с малыми телами диоритовых порфиритов буриндинского комплекса нижнего мела.

Золотосодержащая минерализация контролируется тектоническими зонами и наложена не только на терригенные и карбонатные толщи силура и венд-кембрия, но, частично, и на гранитоиды верхнеамурского комплекса. Это подтверждается наличием россыпного золота по дренирующим гранитоиды водотокам – ручьям Советский и Павловский. Выявленные рудопроявления и включающие их потенциально рудные поля заслуживают детального опоскования и оценки.

ЗАВИСИМОСТЬ ПРОБЫ ЗОЛОТА ОТ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В научном мире утвердилось мнение, что проба золота, в основном, зависит от глубинности формирования месторождений [1, 2, 3] и от температур гидротермальных процессов [2], и что признаками малоглубинных условий формирования месторождений золота являются низкая пробность золота [2] и золото-серебряный тип минерализации. Посмотрим, так ли это на самом деле, на примере анализа материалов по месторождениям провинции мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации западного побережья Северной Америки.

Группа месторождений золота провинции мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации западного побережья Северной Америки [4] весьма обширна и разнообразна по геологическим условиям локализации, формационной принадлежности, минеральным и морфологическим типам, соотношению золота и серебра в рудах и пробности золота (табл. 1). В основном эти месторождения ассоциируют с третичными вулканитами и вулканоплутоническими комплексами, контролируемыми субмеридиональными глубинными разломами и узлами их пересечения с поперечными. Сформированы они на малых глубинах. Среди месторождений этой группы есть крупные и уникальные по запасам благородных металлов.

Месторождение Крипл-Крик (штат Колорадо) является одним из крупнейших (добыто около 600 т золота). Сформировалось это месторождение в плиоцене, в обособленной локальной (6,5x3,2 км) грабенообразной вулканоструктуре в приповерхностных условиях и относится к эпитермальной халцедон-кварцевой убогосульфидной формации. В основании вулканоструктуры залегают крупнозернистые красные граниты батолита Пайкс-Пик. Рудовмещающие вулканиты представлены туфами и брекчиями фонолитов, пронизанными большим числом даек, различающихся по составу, структуре и взаимоотношениям. На рудном поле установлено не менее 10 этапов развития магматизма. Натриевая специализация проявлена в наличии вкрапленников нефелина в фонолитах и анальцима в базальтах. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с теллуридами. Проба самородного золота 900%, а соотношение золота и серебра в рудах этого месторождения наиболее высокое 10:1.

Из других месторождений, отличающихся высокопробным золотом и высоким отношением золота к серебру следует отметить Бингхэм и Голдфилд. Это тоже довольно крупные объекты, но геологическое строение и характер минерализации иные.

Месторождение Бингхэм (штат Юта) является комплексным. Оно дало 330 т золота, 8160 млн. т меди и относится к медно-порфировой золото-сульфидной формации и имеет вкрапленный тип минерализации. Сформировалось месторождение в штоке третичных монзонитов натровой специализации и прорываемой им толще кварцитов и известняков карбон-пермского возраста. Золото-медное оруденение распространяется и в известняки на 1200-1500 м от интрузивного тела. И если в штоке доминирует порфиговое золото-медное оруденение с подчиненной ролью полиметаллов, то в известняках преобладает полиметаллическая составляющая. Содержания металлов в этих «непорфиговых» метасоматических рудах (г/т): золото 0,3-1,5 г/т, серебро 90-150 г/т, медь 0,2-0,4%, свинец 9-18%, цинк 3,5-11%. Известняки окварцованы. По нашему мнению, оба минеральных типа руд формировались в единой гидротермальной системе. Проба золота медно-порфириновых руд 850-900%, а золото-полиметаллических руд в известняках ниже 800%. Интересно то, что на максимальном удалении от штока появляются жилы с золото-серебряной минерализацией

и золотом $\leq 700\%$. Это месторождение является одним из показательных примеров зависимости между составами вмещающей среды, минерализации и пробой золота.

Месторождение Голдфилд (штат Невада) по масштабам уступает вышеописанным (добыто 145 т золота и 40 т серебра). Оно сформировано на минимальных глубинах

Таблица 1 - Месторождения провинции мезо-кайнозойской магматической активизации западного побережья Северной Америки по [4]

Рудные поля и месторождения	Формационные типы	Минеральные типы	Морфологические типы	Вмещающие породы и околорудные изменения	Проба золота	Au:Ag в руде
Крипл-Крик (Колорадо) близповерхностное	халцедон-кварцевая близповерхностная, убогосульфидная (сульфидов <1 %)	Теллуридный	Жилы, трубообразные брекчиевые тела (трубка Крессон)	Вулканоструктура третичного возраста 6,5x3,2 км на гранитоидном основании (батолит Пайк Пик, красные граниты). Структура вулканитов грабена обломочная: туфы и взрывные брекчии фонолитов. 10 стадий внедрения даек лагитофонолитов, сиенитов, базальтов. В фонолитах вкрапленники нефелина, в базальтах - анальцим.	900‰	10:1
Рудное поле Айдахо-Спрингс-Централ Сити, (Колорадо) малоглубинное	золото-сульфидно-кварцевый мало-сульфидный и сульфидный	Сульфидно-теллуридный с карбонатами, баритом, флюоритом	Жилы по контактам даек, в сланцах - жильные зоны; тела минерализованных брекчий	Кристаллические сланцы повышенной основности и гнейсы докембрия, прорванные штоками и дайками гранодиорит-порфиров, альбитовых порфиров, щелочных сиенитов, трахитоидных гранит-порфиров Граниты	~800‰ 700‰	1:1 - 3:1
Комсток (Невада) близповерхностное	золото-сульфидно-кварцевый		Пологая (35°) жильная зона мощностью до 100 м, длиной 4 км,	В основании вулканоструктуры - метаосадки и метавулканиты мела, прорванные гранодиоритами; риолитовые и андезитовые потоки, туфы, брекчии эоцен-олигоцена под экраном андезитов. Площадная пропилитизация; около жил - окварцевание и серицитизация	Электрум и аргентит	1:22 - 1:40
Голдфилд (Невада) глубина формирования 300 м	золото-сульфидно-кварцевый (с каолинитом и алунином)	Пирит-сульфосольно-теллуридный	Плитообразные и сложные залежи алунино-кварцевого состава	Подстилающие – дислоцированные углистые черные сланцы кембрия с телами аляскитов; субгоризонтальная толща вулканитов: а) нижние 600 м – риолиты, андезиты, дациты; б) выше – песчаники, туфы, граувакки. Дацинты и андезиты превращены в кварц-каолин-алуниновый агрегат с пиритом.	900 - 990‰	3,5:1
Бингхем (Юта) малоглубинное	медно-порфировая	Золото-сульфидный	Залежи вкрапленно-метасоматических руд	Шток брекчиевых монзонитов, прорывающий известняки и кварциты карбон-пермского возраста	850 - 900‰	

(меньше 300 м), в субгоризонтально залегающей слоистой 600-метровой мощностью третичных вулканитов состава латитов, дацитов и андезитов Na специализации. Вулканиты подстилаются толщей черных углистых сланцев кембрия, вмещающей тела аляскитовых гранитов. Несомненна калиевая специализация этих типов пород. Перекрывающая вулканиты (экранирующая оруденение) толща представлена туфогенными песчаниками, туффитами и граувакками (формация эсмеральда) с остаточной мощностью 150 м. Дорудные преобразования вулканических пород выразились в площадной пропилитизации с новообразованиями хлорита, кальцита, антигорита.

Рудные залежи окружены аргиллизитами, внешняя зона которых преимущественно сложена монтмориллонитом, а внутренняя иллитом. Общая мощность зоны околорудной аргиллизации меняется от 6 до 65 м. Новообразованиями в этой зоне являются монтмориллонит, иллит, каолинит и кварц с подчиненным количеством галлуазита, гематита, лейкоксена, ярозита, гипса.

Внутренняя кварц-алунитовая зона низкотемпературных метасоматитов представляет собой собственно рудное тело, отделенное резким контактом от аргиллизитов. Эта зона сложена алунитом (16%), каолинитом (24%), опалом (49%), гематитом, ярозитом, галлуазитом, гипсом, эпидотом, рутилом, сульфидами (7%). Алунит подчеркивает весьма близповерхностный уровень минералообразования. Рудные зоны контролируются субвертикальными нарушениями, не затрагивающими экранирующую толщу. Границы промышленных тел устанавливаются по результатам опробования. В рудах преобладают пирит и марказит, они так же содержат висмутин, разнообразные теллуриды, голдфилдит ($\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{Te}_2\text{S}_{16}$), фаматинит (Cu_3SbS_4), прустит, полибазит, киноварь, самородную серу.

Существенными особенностями месторождения являются высокая проба золота 900-990‰ и низкая серебримость руд: $\text{Au}:\text{Ag} = 3,5:1$. Алунит в качестве нерудного минерала присутствует на всех горизонтах, в том числе и на контакте с подстилающими вулканиты углистыми сланцами. Здесь руды беднеют, содержат много пирита, фаматинита, но мало теллуридов и свободного золота. Очевидно, золото в рудах отлагалось из преобразованных обогащенных натрием растворов после частичного связывания калия в алуните.

Геологическая ситуация этого месторождения позволяет однозначно утверждать, что на характер золотой минерализации и пробу золота влияли состав и преобразования пород Na специализации, непосредственно вмещающих оруденение. Подстилающие породы калиевой специализации влияния на минерализацию не оказывали. Развитие гидротермальной системы и основные преобразования пород происходили в объеме непосредственно рудовмещающих вулканитов натриевой специализации под экраном формации эсмеральда.

Рудное поле Айдахо-Спрингс-Централ-Сити (штат Колорадо) сложено кристаллическими сланцами повышенной основности и гнейсами докембрия, прорванными ранне-третичными штоками и дайками (в возрастной последовательности) гранодиорит-порфиров, альбитовых гранодиорит-порфиров, щелочных сиенит-порфиров, трахитоидных гранит-порфиров, биотит-кварцевых латитов. Лишь последние из них послерудные. Жилы месторождений часто следуют контактам даек, довольно протяженны, имеют переменную мощность (от 1 см до 12 м). Их морфология зависит от вмещающих пород. В относительно массивных гранито-гнейсах, пегматитах, порфирах расположены простые жилы, в кристаллических сланцах – рассредоточенные жильные зоны. В рудном поле встречаются жилы, зоны штокверков и столбообразные тела минерализованных брекчий с пирит-халькопирит-золотой минерализацией. Жильные тела сложены кварцем и халцедоном с небольшими количествами карбонатов, флюорита, барита. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, теннантитом, энаргитом. Весьма локально распространены теллуриды золота. Формационный тип руд золото-сульфидно-кварцевый. Количество сульфидов сильно варьирует. Минеральные типы руд пиритовый (с соотношением золота к серебру 1:3), галенит-сфалеритовый (с соотношением $\text{Au}:\text{Ag} = 1:10$)

и теллуридный (с соотношением Au:Ag = 1:1 ч 3:1). Последний тип руд формировался на завершающей продуктивной стадии, распространен локально. Формировалось месторождение в интервале температур 620-150⁰.

В.А.Обручев [5] привел данные по жиле Скрытый Клад этого рудного поля, залегающей среди рассланцованных гранитов в висячем боку дайки минетты. Граниты преобразованы в *серицит-карбонат-пиритовый агрегат* (видимо *березит*, О.Н.С.). Кварц является главным, а иногда единственным, жильным минералом, вмещающим сульфиды и самородное золото, проба которого 700‰. Приведенные данные показывают, что именно разнообразие состава вмещающих пород и длительность рудного процесса способствовали формированию в границах этого крупного рудного поля оруденения различного состава, сопровождающегося осаждением золота различной пробы.

Месторождение Комсток (штат Невада) представлено субмеридиональной жильной зоной мощностью до 100 м и длиной 4-4,5 км. Это месторождение представляет собой колоссальное скопление руд благородных металлов – золота и серебра (добыто 266 т золота и почти 5000 т серебра).

Размещается оно в вулканоструктуре, сложенной лавами, туфами и брекчиями андезитов, дацитов и риолитов эоцена. Вулканиды подстилаются метаосадочными и метавулканическими породами мелового возраста. Завершилось формирование вулканоструктуры в плиоцене маломощными излияниями андезито-базальтов, а в плейстоцене оливиновых базальтов, выполняющих роль экрана. Общая мощность вулканидов составляет около 3,5 км.

Жильная зона приурочена к сбросу и располагается на контакте гранодиоритов Дэвидсон с андезитами Альба в его висячем боку. Пропилитизированные породы вблизи жилы были дополнительно гидротермально преобразованы (аргиллизированы), в результате чего в них снизились содержания эпидота, появились глинистые минералы, цеолиты, пирит, опал и кристобалит (вместо кварца и халцедона), адуляр. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом и иллитом. Локально присутствует карбонат. Руда представлена кварцем с небольшими количествами адуляра и кальцита, среди которых выделяются полосы пирита, галенита, халькопирита, сфалерита, аргентита, стефанита и др. Ценными в рудах являются серебристое золото, аргентит, полибазит. Большие участки раздробленного кварца местами были необычайно богаты этими минералами. Содержания золота в них достигали 500 г/т, серебра 1,6 масс.%, отношение в рудах Au:Ag = 1:22ч40. Ниже горизонта 600 м руды намного беднее. На этих глубинах отмечено поступление гидротермальных растворов с температурой +70 °С, содержащих 0,29 мг/м³ золота и 2,9 мг/м³ серебра (то есть Au:Ag = 1:10). На наш взгляд это можно рассматривать как свидетельство неполной завершенности процесса формирования месторождения.

Приведенные материалы по разновозрастным месторождениям золота провинций Америки однозначно подтверждают наличие связи между составами вмещающих пород, рудной минерализации и соотношением Au:Ag в рудах и самородном золоте. В полном соответствии с [6], проба золота, в том числе и на близповерхностных месторождениях, зависит от типа щелочной специализации вмещающих пород, которые активно реагируют с рудообразующими флюидами на прерудном этапе, обогащая их калием или натрием. Из высококалиевых растворов отлагается низкопробное золото, а из высоконатриевых – высокопробное. При переменных составах и щелочной специализации рудовмещающих пород Au:Ag соотношение и проба золота широко варьируют (как на рудном поле Айдахо-Спрингс – Централ Сити). Щелочная специализация подстилающих пород транзитной зоны гидротермальной системы, где процессы метасоматоза ослаблены, не оказывает большого влияния на состав (и пробу) золота. Это хорошо видно на примерах месторождений Голдфилд и Крипл-Крик. Первое из них подстилается черными сланцами и аляскитами вероятно калиевой специализации, а проба золота высокая, так как вмещающие оруденение

латиты и андезиты имеют высоконатриевую специализацию. На втором месторождении подстилающими являются красные (калиевые) граниты, а золото в рудах высокопробное (900-990‰). Кстати, первое из них формировалось на глубине 0,3 км, второе – на глубине около 1 км – то есть, глубина формирования месторождений на пробу золота не оказывает существенного влияния. Сформировавшиеся на несколько большей глубине (>1 км) при более высоких температурах золото-медно-порфировое месторождение Бингхем так же содержит менее высокопробное самородное золото (850-900‰) и ниже.

Литература

1. Петровская Н.В. Самородное золото.
2. Неронский Г.И. Типоморфизм золота месторождений Дальнего Востока. Благовещенск: АмурНЦ, АмурКНИИ, 1988. 320 с..
3. Николаева Н.А. Проба эндогенного золота // Труды ЦНИГРИ. 1970. Вып. 143. С. 3-15.
4. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания) Т.1. М.: Недра, 1972. 195 с.
5. Обручев В.А. рудные месторождения М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 596 с.
6. Остапенко Н.С. Зависимость пробы кристаллизующегося золота от изменения соотношения щелочей во флюидах при взаимодействии с рудовмещающими породами // ДАН, 2006. Т.410, № 3. С. 381-386.

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУН-МАНЬЕ (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)

Л.Л. Петухова, В.С. Приходько, В.А. Гурьянов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

На юго-восточном фланге Алдано-Станового щита выявлены многочисленные малые интрузии мафит-ультрамафитов палеопротерозойского возраста [1]. Здесь небольшие пластообразные и линзовидные тела прорывают метагабброиды Кун-Маньенского массива и нередко далеко прослеживаются среди вмещающих их архейских метаморфических образований джанинской свиты. Область их распространения, шириной 1-2км, протягивающаяся в северо-западном направлении на 14 км, охватывает площадь бассейнов верхних течений рек и ручьев Кубук, Бол. и Мал. Курумкан – левых притоков верхнего течения р. Мая-Удская. В опосредованном Курумканском рудном поле выявлено около 30 крупных и десятки мелких интрузий мафит-ультрамафитов, расположенных группами, часто в несколько ярусов (по вертикали), реже отмечаются одиночные тела. Породы этого комплекса представлены габбро-норитами, вебстеритами, плагиовестеритами, лерцолитами. Они слагают в основном полого падающие на северо-восток и север плитообразные и линзовидные тела мощностью от 0,1–1 м до 70–80 м и протяженностью от 50–250 м до 1–3 км, и лишь в редких случаях – круто падающие маломощные (до 1 м) и непротяженные линзовидно-инъекционной формы жилы. Подавляющая часть тел имеет четкие секущие контакты по отношению к полосчатости и гнейсовидности вмещающих их метагабброидов, кристаллосланцев, плагиогнейсов и марагайских гранито-гнейсов.

Одна из интрузий – Треугольник, расположенная в районе р. Малый Курумкан, сложена неравномерно- и мелкозернистыми, иногда порфиroidными плагиоклаз-роговообманково-, оливковыми, роговообманково-оливковыми вебстеритами, роговообманковыми лерцолитами, плагиовестеритами. Границы между перечисленными разновидностями пород условные, расплывчатые, часто затушеваны процессами вторичных преобразований. Центральные части тела, сложенные лерцолитами, интенсивно серпентинизированы, а фланги интрузии представлены слабоизмененными разнообразными вебстеритами. На юго-западном направлении мощность интрузии составляет всего 17.2 м, в центральной части тела достигает 63.5 м. Другая наиболее изученная интрузия- Икэн, залегает субгоризонтально под мощной (до 130 м) толщей архейских метагаббро и гнейсов и только вблизи западного окончания воздымается под углом 30–40. Петрографический разрез этого тела начинается с вебстеритов, которые сменяются мощной пачкой плагиовестеритов, далее следует переслаивание вебстеритов и габброидов. Преимущественно развитые здесь роговообманковые вебстериты являются тонко- и мелкозернистыми, реже среднезернистыми и порфиroidными, часто катаклазированными, породами; для них характерна массивная, иногда такситовая и сланцеватая текстуры. В вебстеритах наблюдается неравномерное распределение пороодообразующих минералов. Размер их зерен, в основном, 0.1 - 1 мм в поперечнике, с преобладанием 0.2 – 0.5 мм. Степень преобразования пород различна: от относительно свежих до хлорит-серпентиновых или хлорит-серпентин-тальковых сланцев. Пороодообразующими минералами пород кун-маньенского комплекса являются оливин, ромбический и моноклинный пироксены, амфиболы, плагиоклаз, слюда, шпинелиды.

Оливин встречается практически во всех типах пород кун-маньенского комплекса и характеризуется субидiomорфным габитусом, образуя относительно крупные зерна (1-3 мм, редко менее 1мм), которые нередко являются порфиroidными выделениями. Наиболее идиоморфные зерна оливина типичны для лерцолитов. В них по системе микротрещин развит серпентин, иногда он почти полностью замещен поперечно-волокнистым, редко пластинчатым серпентином с петельчатой структурой. Наиболее магнeзиальные оливины присутствуют в

ультрамафитах тела Треугольник (Fa до 15 мас.%), в мафитах Икэнской интрузии оливины более железистые (Fa от 22 до 30 мас.%). В разрезе интрузии Треугольник обнаружены следующие особенности вариаций составов оливинов: к подошве и кровле тела (сложенных вебстеритами) происходит увеличение железистости. Вариационный тренд содержаний марганца в оливинах аналогичен линии изменения их железистости и показывает самое низкое значение в лерцолитах (0,06-0,19%), постепенно увеличиваясь в оливинах вебстеритов к подошве и кровле интрузивного тела (0,20-0,27%). В вебстеритах и габбро-норитах Икэнского тела оливины встречаются редко. Их особенностью является присутствие Ca (0,1-0,27%).

Ромбический пироксен ультрамафитов тела Треугольник представлен бронзитом. Наиболее магнезиальные составы бронзитов характерны для лерцолитов (f-14.6%-17.6%), В вебстеритах подошвы и кровли этой интрузии средние величины железистости в ортопироксенах составляют-16,2%-19%. Аналогичный тренд наблюдается и по содержаниям глинозема- небольшие концентрации отмечены в ортопироксенах лерцолитов (2,55%-3,3%), повышение содержаний Al₂O₃ зафиксированы в минералах вебстеритов (2,9%-3,5%). Особенностью бронзитов пород этого тела является присутствие Cr₂O₃ (0,01-0,32%), содержания которого достигает максимальных значений в лерцолитах и уменьшается в вебстеритах. Напротив, увеличение концентраций Mn происходит к краям разреза, а наименьшие значения характерны для центральной лерцолитовой части. Таким образом, сохраняется общая тенденция - наблюдается скрытая расслоенность, когда минералы при фракционировании постепенно изменяют свой состав в соответствии с требованиями фазового равновесия [2]. Состав ромбических пироксенов тела Икэн гораздо разнообразнее: от бронзитов (Fs₁₂₋₃₀) до гиперстенов в подавляющей части Икэнского тела и феррогиперстенов (Fs₅₀₋₇₀) в кровле тела, где располагаются габбро. Железистость ортопироксенов в вебстеритах варьирует незначительно (f=29-33,5%), причем наиболее магнезиальные разности бронзитов характерны для подошвы тела (f=19,9-25,3%). Глиноземистость ромбических пироксенов в вебстеритах снижается с ростом магнезиальности вниз по разрезу.

Наиболее магнезиальные **клинопироксены** зафиксированы в породах тела Треугольник (f-11-19), которые относятся к высокоглиноземистым (до 5,9 мас.% Al₂O₃) и умереннохромистым (до 0,8 Cr₂O₃ мас.%) диопсидам. В разрезе этого тела состав клинопироксенов меняется от магнезиального диопсида в лерцолитах (f=11-13%) до более железистого в вебстеритах; к подошве и кровли тела наблюдаем постепенное увеличение железистости (до 16,5%), Схожие вариации содержаний отмечены для хрома; в лерцолитах наибольшие (0,4%-0,8%), в вебстеритах разреза происходит уменьшение этого компонента (0,23%-0,5%). Обратная зависимость в рассматриваемых диопсидах установлена для Al₂O₃ и TiO₂ в магнезиальных клинопироксенах - наименьшая. Состав клинопироксенов из пород интрузии Икэн меняется от диопсидов в вебстеритах до салитов в габброидах (f-15-46). Содержания Al₂O₃, TiO₂, FeO, MnO в целом, в диопсидах тела Икэн выше, чем в клинопироксенах тела Треугольник, а концентрации Cr₂O₃, Na₂O ниже. В клинопироксенах габброидов Cr₂O₃ и Na₂O отсутствуют.

Амфиболы тела Треугольник относятся к группе кальциевых и представлены высокоглиноземистыми титанистыми разностями (до 5,96 мас.% TiO₂) роговой обманки. Их железистость меняется—от 0,17 до 0,40. В лерцолитах отмечены повышенные значения магния, хрома и титана в амфиболах при пониженных содержаниях алюминия и железа по сравнению с амфиболами вебстеритов, т.е. также, как и в других минералах (оливинах, пироксенах) сохраняется общая тенденция распределения по разрезу отдельных элементов (скрытая расслоенность). Концентрации CaO имеют близкую величину в амфиболах всего разреза (9-12,2мас.%). Нельзя не отметить прямую корреляцию глинозема и железистости, что может говорить о высоком давлении флюидов в расплаве, которое препятствует образованию полевых шпатов в пользу водосодержащих темноцветных минералов [3]. Фигуративные точки составов большинства амфиболов тела Треугольник ложатся в поля эденит-паргасит-гастингсита, их железистость варьирует от 0,16 до 0,7, Содержания TiO₂ в амфиболах габброидов редко превышает 0,5%, а в роговых обманках вебстеритов концентрации этого оксида существенно больше (до 5,63%), количество Cr₂O₃ очень низкое (0-0,11%). В магнезиальных роговых

обманках фиксируем широкие колебания железистости от 0,03 до 0,52, а в в более железистых разностях - феррочермакитах от 0,51 до 0,75. Содержание Na_2O в амфиболах габброидов меняется в пределах 0,1-0,55%, а в амфиболах вебстеритов гораздо выше от 1,84-3,08%. На магматический характер амфиболов указывает прямая зависимость содержаний железа и хрома в роговых обманках и оливинах, пироксенах.

В породах Водораздельного тела встречаются **хромшпинелиды** (ряд хромит-хромпикотит) с содержанием Cr_2O_3 до 18 мас. %. В породах Икэнской интрузии развиты **алюмошпинелиды**, где концентрации Cr_2O_3 достигают 10.5 мас. %.

Плагиоклаз в породах тела Треугольник представлен андезином (34-47% An), содержащим до 3.76% Or. В лерцолитах он имеет несколько повышенные значения кальция и алюминия. В Икэнском теле состав плагиоклазов изменяется от андезина (32% An) до лабрадора (66% An).

Составы **слюд** располагаются вблизи границы минеральных видов биотит-флогопит. Железистость флогопитов из пород тела Треугольник варьирует в интервале 22-26%, Al_2O_3 - 14.05-15.73 мас.%, MgO -16.18-20.49 мас. %. В слюдах вебстеритов нижней части разреза этого тела отмечаем пониженные в 1,5-2 раза содержания TiO_2 и Cr_2O_3 , а также несколько повышенные концентрации MgO . Слюды пород Икэнского тела менее магнезиальные (13-19 мас. %), менее титанистые. Количество MgO , TiO_2 в слюдах габброидов значительно ниже, чем в биотитах вебстеритов, а Al_2O_3 несколько выше. Спецификой этих слюд является наличие примеси Ni (до 0,56%).

подавляющее большинство фигуративных точек пород кун-маньенского комплекса интрузий Треугольник и Икэн образуют четко выраженный единый петрохимический тренд, что отражается в обратной корреляционной зависимости между MgO и SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O . Химические составы пород тел Треугольник и Икэн в координатах $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ демонстрирует широкий размах и образуют, не перекрываясь, единый линейный тренд, подчеркивающий их петрогенетическую близость. По сути, они объединяют две дискретные петрохимические серии: ультрамафитовую (тело Треугольник) и мафитовую (тело Икэн).

Породы интрузии Треугольник характеризуются низкими абсолютными содержаниями редкоземельных элементов. В лерцолитах их значения составляют от 4,4 до 12,3 г/т, в вебстеритах концентрации этих элементов заметно выше. Нормированные кривые редкоземельных элементов характеризуются слабо отрицательной формой со значительным обогащением легкими и средними лантаноидами относительно тяжелых в лерцолитах $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 4,6-14,7; $(\text{Sm}/\text{Yb})_N=2,0-5,3$ и умеренным фракционированным распределением в вебстеритах: $(\text{La}/\text{Yb})_N=1,6-3,5$; $(\text{Sm}/\text{Yb})_N=1,5-2,7$. На многоэлементных диаграммах вебстериты и лерцолиты обнаруживают сходное распределение крупноионных и высокозарядных элементов. Близость нормализованных значений этих элементов относительно примитивной мантии определяет довольно сглаженную, субгоризонтальную форму кривых, особенно для вебстеритов. Общей геохимической особенностью пород интрузии Треугольник является отчетливо выраженный Nb-Ta минимум. Спектры редкоземельных элементов габбро и вебстеритов Икэнской интрузии, нормированных по хондриту, имеют отрицательное близпараллельное расположение, отличаясь, главным образом, абсолютными содержаниями. Следует отметить, что в габброидах наблюдаются более высокие концентрации LREE по сравнению с MREE, тогда как в вебстеритах концентрации этих элементов имеют близкий уровень. Одной из геохимических особенностей вебстеритов являются низкие концентрации или отсутствие Nb, Ta и P. Избирательное обеднение Nb,Ta в изученных магматических породах, указывает на важную роль в их мантийном источнике материала, происхождение которого связано с субдукционными процессами.

Выявленные особенности петрохимии и минералогии пород вертикального разреза через тело Треугольник позволяют предполагать одновременную кристаллизацию в подошве и кровле интрузива, при которой формируется закрытая система с накоплением флюидов. Переход от вебстеритов в краевых частях тела к лерцолитам в центральной зоне удовлетворительно объясняется быстрым охлаждением и кристаллизацией расплава у

контактов. Таким образом, рассмотренная петрохимическая структура интрузии свидетельствует о внедрении, в основном, одной крупной порции магматической жидкости.

Поведение железистости кумулатов орто- и клинопироксена не соответствует химизму пород Икэнской интрузии. Петрохимические особенности указывают, что породам интрузии Икэн свойственна ритмичная расслоенность В изученной части массива выделяются несколько ритмов (слоев). Вероятнее всего интрузия Икэн – открытая система, где магма внедряется неоднократно, отдельные внедрения разделялись интервалом времени, достаточным для значительного охлаждения и образования кумулатов.

Как выше отмечалось, подавляющее большинство фигуративных точек пород кунманьенского комплекса интрузий Треугольник и Икэн образуют четко выраженный единый петрохимический тренд. Также наблюдается близость геохимических свойств пород и составов минералов. Все это свидетельствует о петрогенетическом родстве пород изученных интрузивов, т.е., вероятно, их происхождение из одной и той же родоначальной магмы.

Интрузия Треугольник, сложенная лерцолитами и вебстеритами, сформировалась в верхнемантийных условиях, о чем свидетельствуют результаты сравнительного анализа минералогии изученных пород и ксенолитов мантийных шпинелевых перидотитов и вебстеритов из щелочных базальтоидов. Наличие габброидов в разрезе тела Икэн, а также появляющийся СаО в оливинах, указывают на более высокий, гипабиссальный уровень кристаллизации пород этого тела. Исходной магмой для них послужил дифференциат, образовавшийся после фракционирования кумулатов оливина, пироксенов из пикритового первичного расплава при формировании лерцолитов и вебстеритов интрузии Треугольник. Рассмотренные малые интрузии Треугольник и Икэн сформировались в разноглубинных магматических очагах в процессе кумуляции темноцветных минералов из различных по составу расплавов (ультрамафитовом, мафитовом).

Литература

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита. //ДАН РАН.2009. т.425.№ 3, С. 505-508 (in Russian).
2. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. - М. Недра. 1981. -584 с.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЗОЛОТА С ПОЛИСИЛОКСАНОВОЙ СВЯЗЬЮ КВАРЦЕВОЙ МАТРИЦЫ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ

С.М. Радомский, В.И. Радомская

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Известно, что большинство открытых древних золоторудных месторождений гипо-, мезо-, и эпи- термального типов были образованы при разгрузке обогащённых газожидких флюидов и гидротермальных растворов по разломам и трещинам кремнекислородных пород, тогда как концентрации золота в них определялись значениями термодинамических параметров систем и граничными физико-химическими условиями [1]. Минералы кремнекислородной матрицы являлись важнейшими концентраторами золота на таких месторождениях. Рудообразование золота происходит и на современном этапе геологического развития. Недавно на флангах Покровского золоторудного месторождения Приамурья были обнаружены рудные тела кайнозойского возраста, образовавшиеся в кварцевых разломах ореолов гидрохимического рассеивания месторождения и отличающиеся по возрасту и основным проявляемым свойствам от характерных рудопроявлений. Это своеобразные золотосодержащие отложения 1.72-9.80 г/т, которые представлены грубообломочными слабосцементированными и плохо-сортированными брекчиями. Золото в них обладает высокой степенью технологического извлечения, что и позволяет выделить новый промышленно-генетический вид золотого оруденения, названный первооткрывателями золотосодержащими фангломератами [2]. Поэтому актуально 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.

Была изучена сорбция ионов золота $[AuCl_4]^-$ из растворов 2М HCl в статическом варианте на природных и синтетических образцах, при соотношении минерал/раствор = 1:100, на адсорбционных центрах «сухого» $[≡Si-O]^-$ и «гидратированного» $[≡SiOH]$ кварца, в стандартных условиях (рис. 1 а и б).

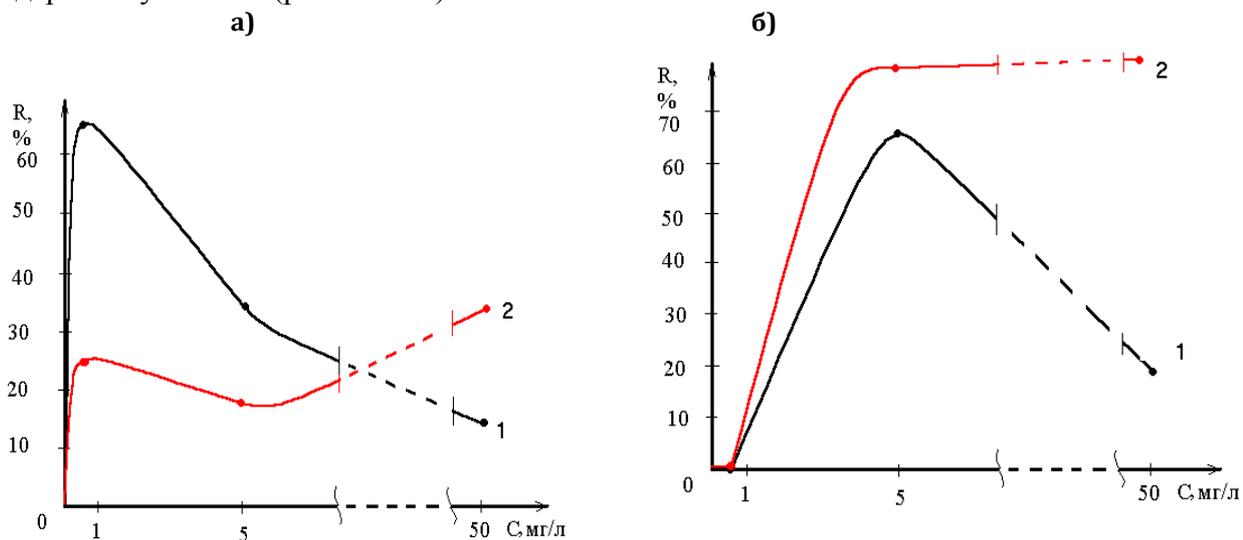


Рис. 1. Изотерма адсорбции золота из раствора 2М HCl кремнезёмом:

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.

Было выявлено, что изотермы адсорбции Au^+ , Au^{3+} имеют классический Лэнгмюровский вид и степень поглощения (R) ≈ 50 %. Для Au^{3+} степень поглощения увеличивалась до ≈ 80 %, вследствие более высокого электрического заряда комплексного иона золота. В области низких концентраций Au на гидратированных образцах кварца наблюдаются максимумы адсорбции

(перегибы на графике) в области концентраций ~ 1 г/т. Из приведенных изотерм адсорбции (рис. 1) видно, что при моментальной сорбции со временем контакта 0.12 ч на гидратированном оксиде кремния в областях низких концентраций поглотительная способность растет быстро и её максимальное значение достигает 64.0 %. С повышением концентрации анионов золота до 50 мг/л наблюдается убывание степени извлечения, которая уменьшается с 64.0 % до 13.2 %. Образовавшийся перегиб или максимум адсорбции объясняется тем, что происходит заполнение активных центров $[\equiv\text{Si}-\text{O}]^-$ на поверхности сухой формы кремнезёма, которые энергетически неравноценны центрам гидратированной формы кремнезёма $[\equiv\text{SiOH}]$ [3]. Изотерма адсорбции равновесной сорбции при времени контакта 1 ч на гидратированном оксиде кремния имеет классический Лэнгмюровский вид с незначительной флуктуацией в области определения функции, что объясняется экспериментальной погрешностью. Максимальная степень насыщения по экспериментальным данным находится на 35.2 %, что значительно ниже, чем при моментальной сорбции. Это обусловливается тем, что при увеличении времени контакта на сорбцию начинает оказывать влияние растворитель вследствие сольватации, что приводит к разрушению дополнительных координационных связей и возрастанию скорости десорбции, вследствие вытеснения аниона золота анионами электролита с активных центров адсорбции.

На рис. 1 б представлены изотермы адсорбции ионов золота на оксиде кремния при времени контакта 0.12 ч и 1 ч. Изотерма адсорбции, при моментальной сорбции на оксиде кремния и времени контакта 0.12 ч, имеет точку максимума при концентрациях близких к 5.0 мг/л равную 65.2 % степени поглощения. С увеличением концентрации от 5.0 мг/л до 50.0 мг/л происходит резкое убывание степени извлечения до 21.3 %. Изотерма адсорбции, при равновесной сорбции имеет классический Лэнгмюровский вид. Степень извлечения золота достигает 78.9 % при концентрации золота 50.0 мг/л и выше. Степень извлечения золота на оксиде кремния при равновесной сорбции на 43 % выше, чем при малом времени контакта, что вероятно объясняется более полным заполнением матрицы при увеличении времени контакта процесса сорбции.

На основании экспериментальных данных была рассчитана сорбционная ёмкость по формуле (1): $\Gamma = (C_{\text{исх}} - C_{\text{кон}}) \cdot V_{\text{раств}} / m_{\text{сорб}} \cdot S_{\text{уд}}$; где $C_{\text{исх}}$ и $C_{\text{кон}}$ – концентрации сорбируемого элемента в начальный и конечный момент времени соответственно; $V_{\text{раств}}$ – объем раствора, равный 10 мл; $m_{\text{сорб}}$ – масса навески сорбента – 0.02 г; $S_{\text{уд}}$ – удельная поверхность сорбента, м²/г. Удельная поверхность была получена экспериментально и соответствовала для оксида кремния 246.48 м²/г, для гидратированного оксида кремния 584.60 м²/г.

В табл. 1 приведены данные по максимальной ёмкости золота для изученных сорбентов. Исходя из рассчитанной величины сорбции на м² кремнезёмной поверхности, можно оценить степень заполнения поверхности сорбционным монослоем металла для каждого из образцов. Максимальная ёмкость равная 80 мкг/м² отмечалась для оксида кремния при сорбции золота в течение 1 часа. Наименьшая ёмкость оксидов кремния по золоту наблюдалась для гидратированных форм оксида кремния.

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

Ион	Сорбент	Время сорбции, ч	Сорбционная ёмкость, мкг/ м ²
[AuCl ₄] ⁻	SiO ₂ сухая форма	0.12	21.6
		1	80.0
	SiO ₂ ·nH ₂ O гидратированная форма	0.12	7.87
		1	5.62

На основании выше приведённых экспериментальных результатов можно сделать вывод, что сорбция Au³⁺ оксидами кремния является сложным процессом, являющимся функцией нескольких переменных, так как в данных процессах накладывают свое влияние молекулы растворителя – воды и соляной кислоты. Поэтому для гидратированной формы оксида кремния

вследствие взаимодействия с водой наблюдалось образование геля кремниевой кислоты и увеличение поверхности фазы, в результате сорбция осуществлялась всем объёмом раствора.

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 $[-O-Si\equiv]$, оканчивающиеся обрывами цепей по типам сухих $[\equiv Si-O]I$ и гидратированных форм $[\equiv SiOH]$.

Практически на всех изотермах сорбции отмечается резкое увеличение степени извлечения золота при малых концентрациях. Вероятно, вследствие свободного расположения сорбированных комплексов металла в монослое, тогда как 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 золота.

Механизм сорбции комплексов $[AuCl_4]^-$ 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 золота 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 $\equiv Si-O-Au-(Cl_{n-1})$, где n – координационное число.

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 золота. А также происходит вхождение ионов золота в диффузионный слой, адсорбция данных ионов поверхностью и реакции восстановления с образованием металлического золота и восстановленных ионов, вытесняемых в раствор положительно заряженной поверхностью. Механизм сорбции комплексов золота 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 золота. Согласно этому механизму, замещение у атомов золота сопровождается образованием промежуточных активных комплексов, стимулирующих формирование поверхностных соединений. Донорно-акцепторная связь в промежуточных комплексах образуется путем смещения неподелённой пары электронов на $2p$ -орбитали кислорода (донор) в группах $\equiv Si-OH$ на свободных $6s$ - и $6p$ - орбиталях иона $Au(III)$ (акцептор), завершающегося образованием новой dsp^2 - гибридной орбитали (вместо орбитали, занятой до этого неподелённой парой электронов вытесненного из комплекса лиганда).

Исследовав сорбцию золота природными кремнезёмами из различных разбавленных растворов, пришли к выводу, что в хлоридном растворе (рН 0-2) для всех типов кремнезёма адсорбция золота протекает наиболее интенсивно. В опытах продолжительностью до недели максимальной сорбционной способностью обладали образцы гидратированной формы кварца (халцедон, опал и алюмосиликагели) до 70 %, а минимальной способностью образцы сухого нерудного кварца – 40 %.

Максимальная адсорбция золота в опытах с нейтральными растворами хлоридов продолжительностью в неделю уменьшается для опала, халцедона, силикагелей и нерудных

кварцев, но возрастает для образцов рудного кварца с визуальной регистрацией адсорбированных слоёв золота с образованием плёнок различной толщины, активных в оптической области и имеющих окраску от жёлтых оттенков ионов Au^{3+} , фиолетовых оттенков ионов Au^+ , до чёрных оттенков металлического рыхлого, мелкодисперсного золота Au^0 . Этот результат соответствует экстраполируемым значениям на графиках рис. 1 (а) и 1 (б) [2, 3, 4]. Этим результатом также может быть объяснено и современное рудообразование золота на Покровском месторождении.

В хлоридном растворе рН 8-10 адсорбция золота намного ниже по абсолютной величине и протекает значительно медленнее и за неделю наблюдений не достигает значений адсорбции отмечаемой для кислых и нейтральных сред. Однако, это наиболее вероятное состояние термодинамической системы [5]. В поверхностных водах Приамурья, находящихся в контакте с атмосферой, существует реальный окислительно-восстановительный потенциал (Eh), который оказывает влияние на параметры окисления золота и значение его можно непосредственно и надёжно измерить в исследуемых системах, отражающих зависимость Eh–рН. Вследствие этого минералы золота находятся в электрохимически активированном состоянии в восстановительной среде, а для раствора 0.35 М тиокарбамида в присутствии $[\text{Fe}]^{3+}$ и H_2SO_4 с концентрациями 0.5 М, равновесные концентрации Au^+ могут достигать значений 0.71 моль/дм³ по данным [5].

Заключение

Установлено, что величина сорбции золота на кремнезёмах определяется значениями Eh среды, рН раствора, природой комплексообразователя, структурными особенностями кремнезёма и его удельной поверхностью. 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 восстановлением комплексов золота до свободного атомарного состояния, степень проявления каждой из которых зависит от природы кремнезёма.

Выводы:

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

Литература

1. Радомский С.М. Формы миграции благородных металлов в природной среде // Научное обозрение. 2015. № 2. С. 35-40.
2. Дюжев С.В. Новый промышленно-генетический тип золотого оруденения на флангах Покровского рудного поля (Приамурье) // Вопросы геологии и освоения природных ресурсов Восточной Азии: Вторая Всерос. науч. конф.: [сб. докл.]. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2012. С. 92-94.
3. Радомский С.М. Окисленные руды Покровского золоторудного месторождения (Верхнее Приамурье) // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2014. № 4. С. 379-385.
4. Радомский С.М., Радомская В.И. Соотношения ионных и металлических форм благородных металлов на золотосеребряном месторождении Покровское (Верхнее Приамурье) // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2013. № 1. С. 128-134.
5. Радомский С.М., Радомская В.И. Равновесные параметры процесса окисления благородных металлов // Естественные и технические науки. 2010. № 4 (49). С. 166-170.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАЙМИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДАЛЬНЕГОРСКИЙ РАЙОН)

Л.И. Рогулина¹, Э.Г. Одариченко¹, В.А. Пахомова²

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Изучение включений позволяет определять физико-химические условия минералообразующих процессов, что особенно важно при построении генетических моделей формирования конкретных месторождений и рудных районов. Поэтому актуальность информации, полученной благодаря исследованию минералообразующей среды, захваченной во включениях в минералах, в настоящее время ни у кого не вызывает сомнения.

В работе была поставлена задача определить физико-химические параметры отложения рудного вещества Майминовского полиметаллического месторождения. Для этого нами были изучены включения в сфалерите и кварце, поскольку эти минералы достаточно полно характеризуют стадию рудоотложения и имеют широкое распространение на месторождении, а кроме того, являются сквозными прозрачными минералами для рудных тел Майминовского месторождения.

Включения рудообразующих флюидов изучались в плоскопараллельных пластинах на оптическом поляризационном микроскопе для геологических исследований NIKON 100 POL (Япония, Jeol, 2007 г.). Опыты с флюидными включениями проводились на термо- и криосталике THMS-600 (от -196 до +600 °С), точность определений $\pm 1,5-2$ °С. Минеральные включения и газовая фаза флюидных включений определялись на спектрометре комбинационного рассеяния LabRam HR 800, оборудованном встроенным стандартным He-Ne лазером и внешним Ar⁺ лазером в Центре коллективного пользования (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН.

Майминовское месторождение расположено в 35 км к северо-востоку от г. Дальнегорска Приморского края. Оно находится в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса среди нижнемеловых флишоидных пород Таухинского террейна, являющегося фрагментом неокомовой аккреционной призмы [6]. Террейн сложен алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов. В северной и центральной части месторождения осадочные породы перекрыты верхнемеловыми эффузивами 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 [3]. 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.

На месторождении разведано более 30 жильных рудных тел в осадочных породах (основном песчаниках), а также штокверк Загадка. Форма рудных тел сложная, тела представлены сочетанием кварц-сульфидных жил разной мощности 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. На Майминовском месторождении продуктивными являются вторая и третья ассоциации. Среди рудных минералов менее распространены - арсенопирит, пирит, пирротин и высокосерябряные блеклые руды, редкие – пираргирит, полибазит, стефанит, акантит, самородные серебро и золото. Среди нерудных минералов преобладает кварц, в подчиненном количестве встречаются карбонаты, мусковит, хлорит, флюорит и гейландит [5].

На Майминовском месторождении отчетливо выделяются две генерации сфалерита. Ранний сфалерит-I образует темно-бурые до черного цвета кристаллы среднего размера, по данным микросондового анализа он содержит FeO от 6 до 12,75 мас.%. Под микроскопом в нем обнаруживается обильная эмульсионная вкрапленность халькопирита и пирротина. Сфалерит-I

кристаллизовался после пирита-I и арсенопирита-I, он замещается галенитом-I и халькопиритом-I. Халькопирит-галенит-сфалеритовая парагенетическая ассоциация замещается поздними минералами - высокосеребряными блеклыми рудами и халькопиритом-II. Более поздний сфалерит-II представлен светло-бурыми и медово-желтыми кристаллами без эмульсионной вкрапленности. В нем содержание FeO составляет 3-5 мас.%. Оптически в аншлифах отмечается, что он находится в парагенезисе с халькопиритом-II и блеклой рудой.

Кварц представлен, по крайней мере, тремя генерациями. Ранний кварц-I образует совместные прожилки с арсенопиритом-I и пиритом-I. 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.

На начальной стадии исследования нами получены термобарогеохимические данные по сфалериту-I и кварцу-II.

Кристаллы сфалерита-I, удовлетворяющие возможности проведению опытов с флюидными включениями, редки, это связано с их интенсивной темно-бурой окраской. По этой причине нам удалось изучить включения в сфалерите ранней генерации только в мелких кристаллах размером около 1-2 мм. По фазовому наполнению включения в раннем сфалерите разделены на минеральные и флюидные: 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 форму отрицательных кристаллов (рис. 1). Объем газового пузырька в этих включениях составляет 20-30% от объема вакуолей. Гомогенизация первичных газовой-жидких включений в сфалерите-I происходит в интервале температур 230-225 °С в жидкую фазу.

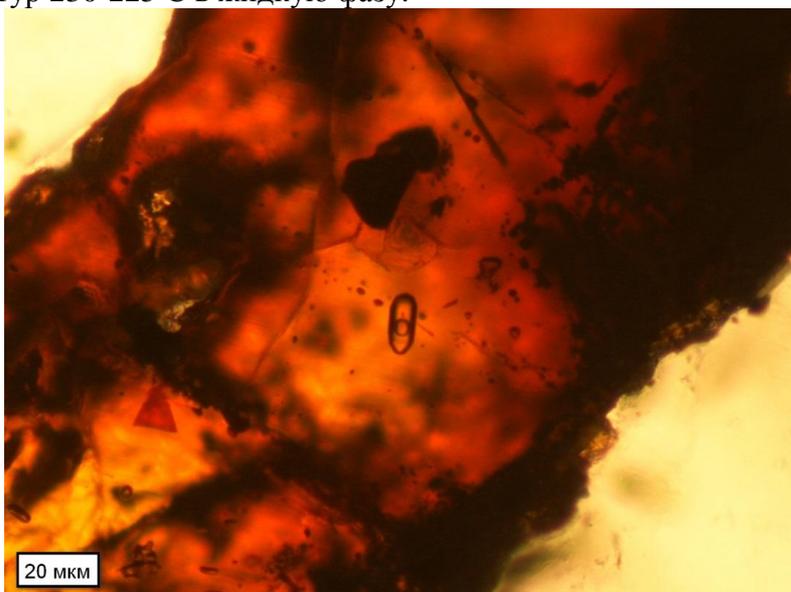


Рис. 1. Первичное газовой-жидкое включение в сфалерите-I

Криометрические исследования этих включений показали, что первое заметное плавление льда замороженного раствора включения происходит при температурах -38...-36 °С, что свидетельствует о наличии в растворе NaCl, KCl, MgCl₂, FeCl₃ и FeCl₂ [1]. Лед во включениях плавится в интервале от -1,4 °С до -1,2 °С, что соответствует концентрации 2,3 мас.% NaCl-экв. На данном этапе нам пока не удалось идентифицировать с помощью Раман-спектроскопии состав газовой фазы в первичных газовой-жидких включениях в сфалерите-I.

Кристаллы кварца-II, как правило, зональные (рис. 2а), в центральной части кристаллов флюидные включения единичны. Основная масса включений приурочена к средним и краевым зонам роста кварца. Обращает на себя внимание, что в одних и тех же зонах нахо-

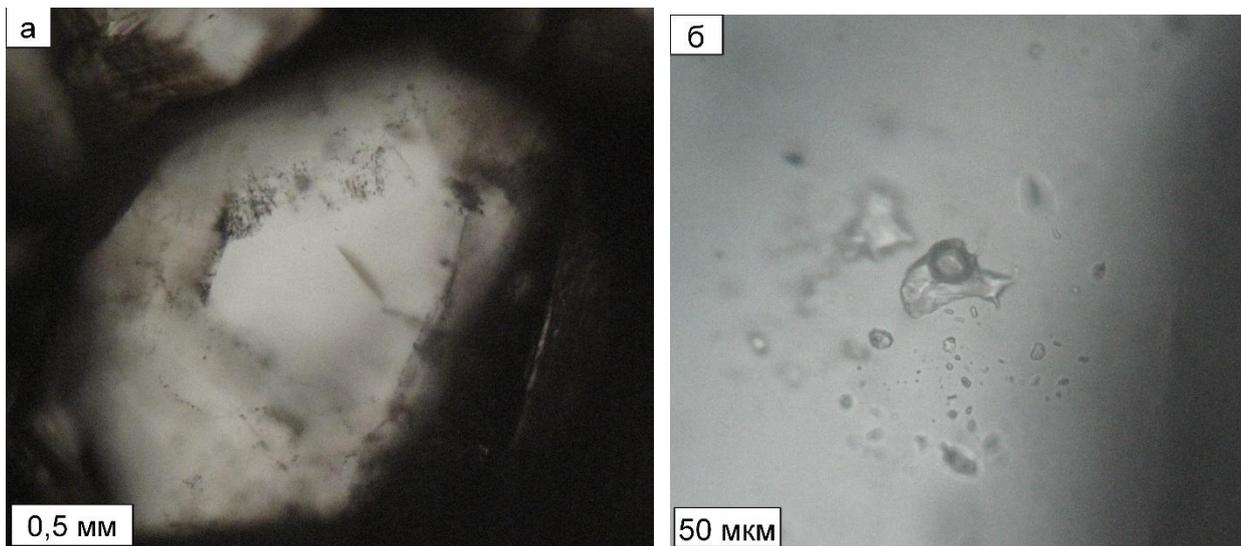


Рис. 2. Зональный кристалл кварца-II, содержащий флюидные включения: а – расположение флюидных включений по зонам роста в кварце; б – крупное первичное двухфазовое включение, окруженное мелкими двухфазовыми и однофазовыми включениями.

дятся разнонаполненные газопо-жидкие включения (газовый пузырьок составляет 40-60% и 10-30% от объема вакуолей), однофазовые жидкие и существенно газопоые (рис. 2б). Газопо-жидкие включения с крупными пузырьками в большинстве случаев имеют сложную, неправильную форму, их размер составляет первые сотни мкм. Методом Раман-спектроскопии в составе газопоой фазы этих включений определены CO_2 и CH_4 .

Газопо-жидкие включения с пузырьками 10-30% от объема вакуолей разнотипны, поскольку при комнатной температуре мы наблюдали в них разное поведение газопоого пузырька. В первом случае газопоый пузырек неподвижен, во втором – весьма подвижен, что, вероятно, указывает на разный состав этих включений. Гомогенизация двухфазовых включений с неподвижным пузырьком происходит в интервале температур 220-210 °С, отмечено, что при температуре около 200 °С пузырьки в этих включениях становятся очень подвижными (мечется).

Температурный интервал эвтектики газопо-жидких включений с неподвижным пузырьком (10-30% от объема вакуолей) колеблется от -40...-32 °С, что также близко к температурам плавления эвтектик водно-солевых систем, содержащих тот же набор компонентов, что и для сфалерита-I. Плавление льда растворов включений находится в интервале температур от 0,3 °С до 0,6 °С, что свидетельствует о концентрации солей менее 0,1 мас.% NaCl-экв. В некоторых вторичных включениях, кроме солевого раствора и газопоого пузырька, просматриваются неидентифицированные пока прозрачная бледно-зеленая минеральная фаза, а также непрозрачная фаза рудного минерала.

Данные, полученные нами в результате изучения первичных включений сфалерите-I и кварце-II, в настоящее время позволяют высказать предположение, о том что, кристаллизация этих минералов происходила из гидротермальных хлоридных растворов Na, K, Mg и Fe низких концентраций (2,3-0,1 мас.% NaCl-экв), в близком температурном интервале 230-225 °С и 220-210 °С соответственно.

Установлено, что рудоносные флюиды в момент образования этих минералов находились в гетерогенном состоянии и были захвачены в момент их вскипания и дегазации. На это указывает то, что в одних зонах роста кристаллов кварца присутствуют первичные включения с различными соотношениями фаз, а также разное поведение газопоых пузырьков при комнатной температуре во включениях с одинаковым соотношением фаз. Кроме того, в этих же зонах роста в кварце зафиксированы однофазовые жидкие включения, которые по данным [4] представляют собой метастабильный флюид. Что вероятно, указывает на формирование рудных тел в близповерхностных условиях.

Нам представляется, что гетерофазное состояние флюида, связанное с процессами кипения и дегазации гидротермального раствора, сыграло решающую роль при отложении

рудного вещества на Майминовском месторождении. Подобные физико-химические условия были установлены А.А. Боровиковым с соавторами для эпитермального Асачинского Au-Ag месторождения [2].

В дальнейшем планируется продолжить изучение включений в кварце и сфалерите различных парагенетических ассоциаций Майминовского месторождения, что поможет более полно проследить эволюцию рудообразующего флюида и построить генетическую модель для данного объекта.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам группы термобарогеохимии и Раман-спектроскопии (ДВГИ ДВО РАН) С.Ю. Буравлевой и Д.Г. Федосееву за помощь в исследовании включений на современном оборудовании.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН (проект № 15- I-2-094).

Литература

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16-27.
2. Боровиков А.А., Лапухов А.С., Борисенко А.С., Сереткин Ю.В. Физико-химические условия формирования эпитермального Au-Ag Асачинского месторождения (Южная Камчатка) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 897-909.
3. Михайлов В.А. Магматизм вулcano-тектонических структур южной части Восточно-Сихотелинского вулканического пояса. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. 172 с.
4. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. М.: Мир, 1987. 560с.
5. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н. Благороднометалльная минерализация полиметаллических руд Майминовского 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.

НАНОЗОЛОТО В ПОРОДАХ, АССОЦИИРУЮЩИХ С САМОРОДНЫМ ЗОЛОТОМ В ТЕХНОГЕННЫХ РОССЫПЯХ ПРИАМУРЬЯ

П.П. Сафронов¹, И.В. Кузнецова²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

² Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В ходе исследования химического состава самородного золота техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла, в породах, находящихся в тесных сростаниях с зернами этого металла, обнаружены наноразмерные частицы золота. При детальном изучении ряда участков с этими частицами установлено два типа наноразмерного золота: изометричное нанозолото первичного происхождения и нанокластерное золото, образованное в процессе техногенеза. Для изучения использовался метод аналитической растровой электронной микроскопии. Работы выполнялись на микроскопе EVO 40XVP, оснащённом рентгеновским энерго-дисперсионным (РЭД) спектрометром INCA Energy с беззотным полупроводниковым детектором. Измерения состава наночастиц золота осуществлялись методом РЭД-анализа по ранее разработанной для нанофаз методике [7].

Золото 1-го типа достаточно хорошо просматривается под электронным микроскопом (рис. 1 а, б). Среди его выделений преобладают наночастицы сферической формы.

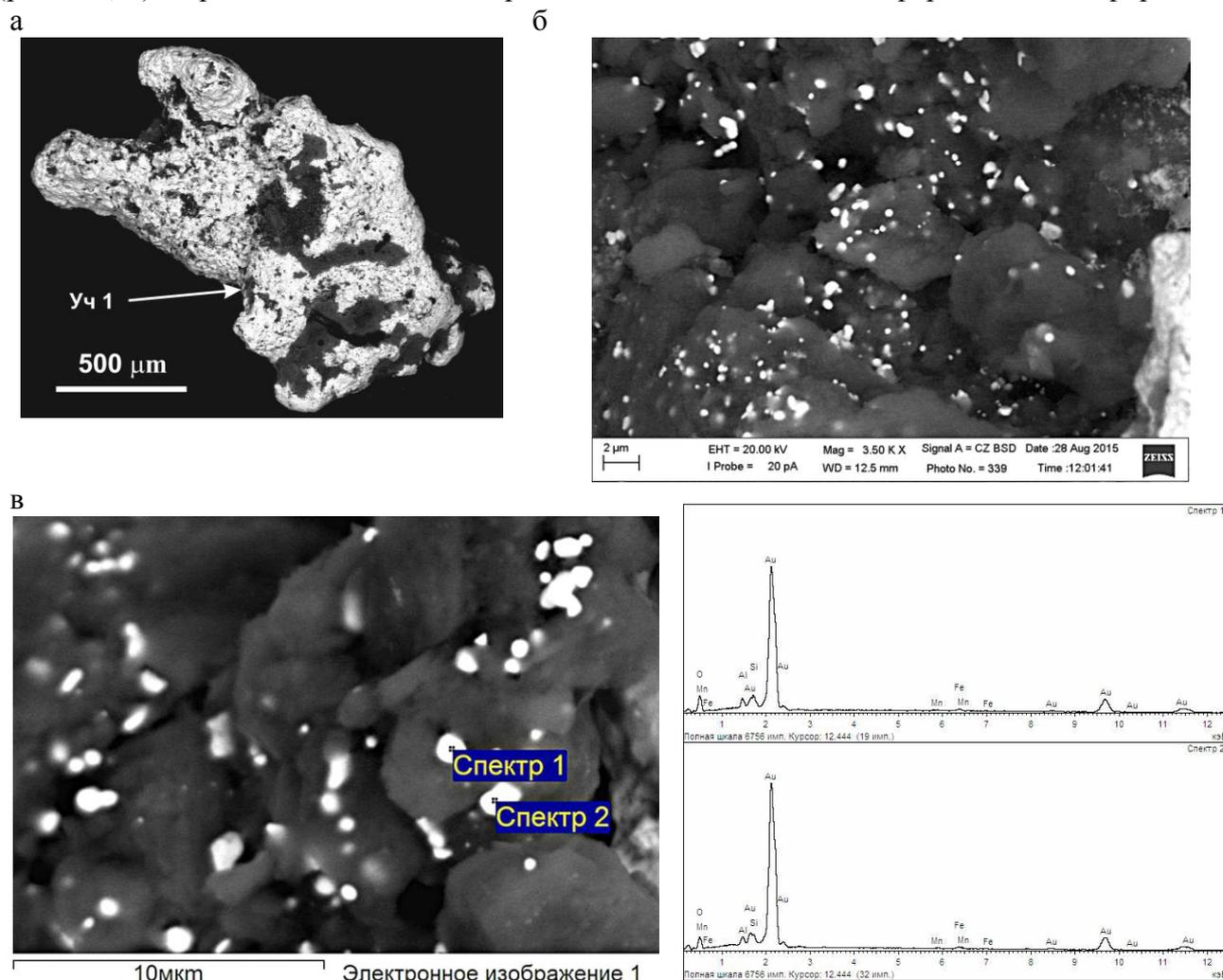


Рис. 1. Микроснимки нанозолота 1-го типа в породе-сростке с самородным золотом из техногенной россыпи Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья: **а** – зерно золота в сростке с породой; **б** – общий вид участка 1 породы с изометричным нанозолотом 1-го типа; **в** – зона в участке 1 с проанализированными частицами золота (сп. 1, 2). Снято в обратно-рассеянных электронах.

Состав такого золота простой – 100% Au (спектры 1 и 2 на рис. 1). Правда на спектрах есть также линии элементов матрицы, которая частично захватывается электронным пучком и дает вклад в полезный сигнал. Подобное нанозолото ранее было обнаружено в ряде рудных месторождений Приамурья [5, 6, 8]. В целом же наноразмерное золото достаточно хорошо охарактеризовано в [1, 4]. Что касается нашего случая, то можно сказать следующее. Как видно из рисунка 1, основная масса выявленных частиц находится на поверхности породы – они хорошо запечатлены. Эти частицы были обнажены в результате сколов при выделении и отборе образцов самородного золота из техногенных отвалов. Другая же часть наночастиц, и их немало, оказались закапсулированными в породе. Причем некоторые из них располагаются вблизи поверхности, т.е. под небольшим слоем породы, который легко пробивается пучком электронов, благодаря чему они становятся видимыми, хотя и с размытыми краями. Другие из этой категории частицы просматриваются еле-еле, они сидят гораздо глубже. Размер наночастиц колеблется в диапазоне от 50-100 до 500-600 нм. Редко встречаются более крупные выделения. Но в целом преобладают наночастицы размером 200-300 нм. Некоторые частицы, как правило сфероидальные, объединены в группы из двух, трех и более индивидов. Всего на участке площадью ~ 150 мкм² насчитывается более сотни наночастиц. Несомненно, тот факт, что часть из этих частиц находится внутри породы, указывает на первичное происхождение выявленных нанобразований золота.

Сама порода-матрица представляет собой тонкодисперсную смесь гидроалюмосиликатов (каолинита и др.) и оксидов и/или гидроксидов Fe и Mn (например, спектры 1 и 3 на рис. 2 и в табл. 1).

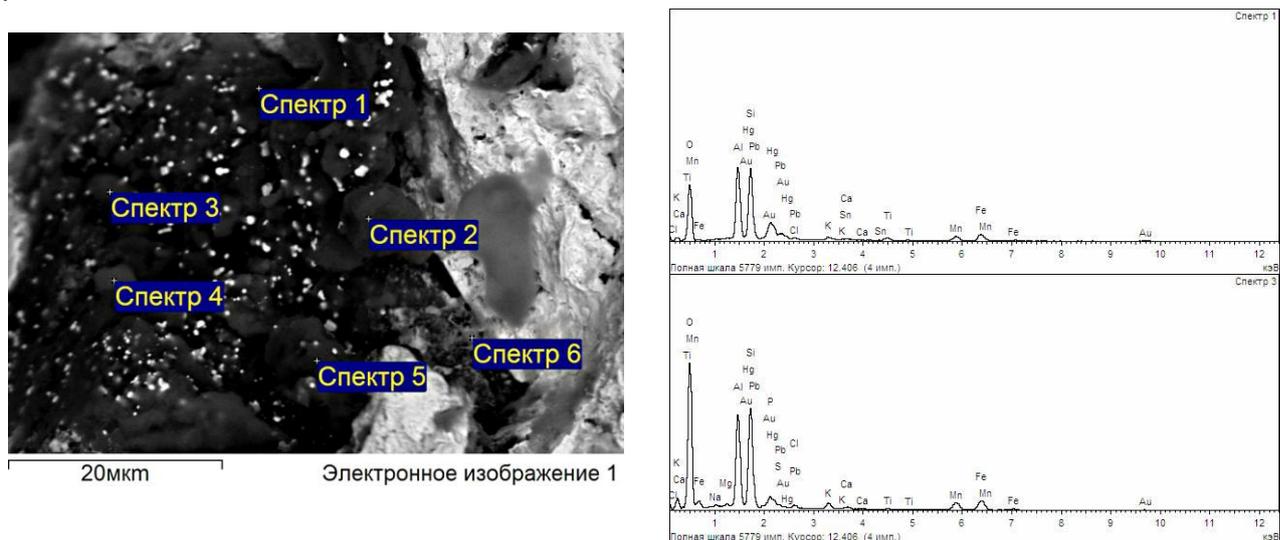


Рис. 2. Тот же участок 1 в породе-сортке с золотом, но при меньшем увеличении с точками анализа породы-матрицы (как пример – спектры 1 и 3). Снято в обратно-рассеянных электронах.

Таблица 1. Состав породы-матрицы, в которой нанозолото 1-го типа (масс.%)

Спектр	O	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Ti
Спектр 1	36.24			14.88	14.29			0.56	0.95	0.38	1.36
Спектр 2	39.45	0.33	0.69	11.17	11.81	0.24		0.48	2.48	0.87	0.48
Спектр 3	49.68	0.40	0.34	13.73	14.61	0.27	0.24	0.70	1.22	0.46	0.25
Спектр 4	44.16			11.07	11.09	0.42	0.35	0.58	0.68	0.77	0.46
Спектр 5	41.26		0.34	12.94	12.34	0.32	0.02	0.40	1.19	0.70	0.53
Спектр 6	21.99			4.32	5.56			0.82	0.93	0.10	0.74

Продолжение таблицы 1

Спектр	Mn	Fe	Ag	Sn	Au	Hg	Pb	Сумма
Спектр 1	3.48	5.43		0.84	13.73	2.42	5.45	100.00
Спектр 2	3.74	19.32			5.23	2.35	1.36	100.00
Спектр 3	4.13	5.59			6.15	1.05	1.17	100.00
Спектр 4	2.73	11.94	0.30		12.20	1.15	2.10	100.00
Спектр 5	3.29	20.43			3.77	1.02	1.45	100.00
Спектр 6	1.98	2.94		10.83	18.13	3.12	28.55	100.00

Это согласуется с тем, что источниками благородного металла в рассматриваемых россыпях Нижнеселемджинского золотоносного узла являются продукты химического выветривания коренных пород.

Золото 2-го типа не имеет четких границ, оно как бы размазано по породе, местами образуя сгущения (рис. 3, в правой стороне участка). Выделения этого золота, и видимые и практически невидимые, состоят в основном из Au, Hg, Pb элементов (например, спектры 2 и 5 на рис. 3 и в табл. 2), т.е. они схожи по составу со многими амальгамными фазами, встречающимися в самородном золоте отработанных россыпей (отвалов). Это свидетельствует о происхождении данного золота в процессе техногенеза. Правда, здесь эти выделения находятся в смеси с породообразующими элементами, поскольку пронизывают верхние слои породной матрицы. Обнаружение вещественных образований с неясной морфологией и специфическим Au-Hg-Pb составом указывает на то, что в отвалах происходили сложные процессы, включая процессы растворения минерального вещества, переноса и осаждения (отложения).

Учитывая особенности морфологии и состава этих золотоносных выделений, можно обосновать их генезис. Образование такого золота, вероятно, было в значительной мере обусловлено рыхлой микроструктурой породной матрицы в отдельных зонах. Атомы Au, Hg и Pb при благоприятных физико-химических условиях отлагались на этих активированных структурах, сначала образуя амальгамные кластеры, потом целые группы кластеров, которые в ряде случаев еще не видны, но уже фиксируются РЭД спектрометром (спектр 5 на рис. 3). В дальнейшем в местах, где микроструктура породы еще более не совершенная, группы амальгамных кластеров, соединяясь друг с другом, заполняли это рыхлое вещественное пространство, разрастаясь и образуя сгущения из множества кластеров.

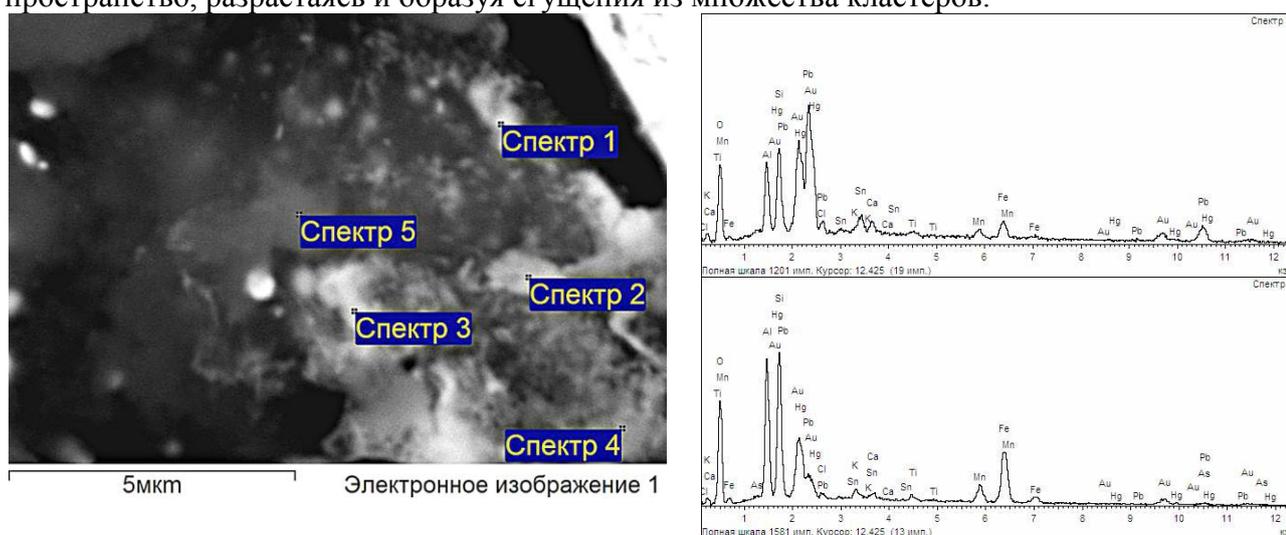


Рис. 3. Участок породы с нанозолотом 2-го типа и точками выполненных в нем анализов (как пример – спектры 2 и 5); здесь же – несколько частиц нанозолота 1-го типа. Снято в обратно-рассеянных электронах.

Таблица 2. Общий состав породы-матрицы и нанозолота 2-го типа (масс.%)

Спектр	O	Al	Si	Cl	K	Ca	Ti	Mn	Fe
Спектр 1	18.97	5.73	5.26	0.81	0.56	0.20	0.67	2.34	3.73
Спектр 2	20.55	4.95	4.96	1.06	0.39	0.44	0.43	1.94	4.13
Спектр 3	21.30	7.30	7.28	0.97	0.88	0.13	0.40	2.25	7.11
Спектр 4	19.62	5.01	5.83	1.03	1.62	0.34	1.24	3.64	6.44
Спектр 5	25.76	11.25	11.13	0.68	1.18	0.44	0.86	4.51	16.37

Продолжение таблицы 2

Спектр	As	Sn	Au	Hg	Pb	Сумма
Спектр 1		2.80	17.83	5.13	35.98	100.00
Спектр 2		5.51	19.61	4.15	31.89	100.00
Спектр 3		2.62	19.86	6.12	23.78	100.00
Спектр 4		5.81	15.97	5.08	28.37	100.00
Спектр 5	0.26	1.17	16.95	2.58	6.86	100.00

Новообразованное нанозолото в виде нитей, шариков и др. форм нередко встречается в отработанных россыпях [2, 3], проявляясь либо на самих золотилах, либо в межзерновых пространствах в агрегатах золота, и оно хорошо поддается электронномикроскопическому наблюдению. Но в данной работе акцентировано внимание на другом типе этих образований – нанокластерном. Такие выделения, как правило, не видны в растровом электронном микроскопе, но они хорошо регистрируются рентгеновским энерго-дисперсионным спектрометром-приставкой, давая соответствующие рентгеновские характеристические линии в спектре. С подобными невидимыми образованиями рудного вещества не раз приходилось сталкиваться при различных исследованиях. Здесь же нам удалось зафиксировать переход от невидимых (субтонких или кластерных) форм золотоносного вещества в видимые под микроскопом формы (рис. 3).

Состав участка породы с нанозолотом 2-го типа (спектры 2 и 5 на рис. 3, а также табл. 2) почти схож с составом породной матрицы нанозолота 1-го типа (табл. 1).

Следует отметить, что в породе-матрице с первичным нанозолотом тоже присутствует субтонкое ("невидимое") нанозолото, состоящее, как уже отмечалось, из групп амальгамных кластеров, которые образовались во время залегания сростков золото-порода в отвалах и в результате процессов, протекающих в последних. Это следует из данных о составе породы в участке, показанном на рисунке 2. Во всех проанализированных точках содержатся по несколько и более масс.% Au, Ag и Pb (табл. 1).

Таким образом, в результате проведенных исследований пород, ассоциирующих с самородным золотом техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла, в них установлены, как первичные наноразмерные выделения благородного металла, так и вторичные субтонкие амальгамные образования техногенного происхождения.

Литература

1. Конеев Р.И. Наноминералогия золота. СПб.: DELTA, 2006. 220 с.
2. Кузнецова И.В., Сафронов П.П. Микро- и нанозолото в зоне гипергенеза на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всерос. науч. конф., 15-17 сент. 2014 г., Благовещенск: [сб. докладов]. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН. 2014. Том. 1. С. 116-120.
3. Кузнецова И.В., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Харитонов В.И. Особенности самородного микро- и нанозолота в зоне гипергенеза (Приамурье) // Естественные и технические науки. 2015. № 11 (89). С. 225-230.
4. Моисеенко В.Г. От атомов золота через кластеры, нано- и микроскопические частицы до самородков благородного металла. Благовещенск: ДВО РАН, Амурское отделение РМО, 2007. 187 с.
5. Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. Наноразмерное золото в рудах Покровского месторождения // Доклады АН. 2010. Т. 435. № 4. С. 527–530. Англ. вариант: Doklady Earth Sciences, 2010. Vol. 435. Part 2. P. 1614–1617.
6. Моисеенко В.Г., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В. Электронномикроскопическое изучение нанозолота в минералах Покровского месторождения Среднего Приамурья // XXIII Российская Конференция по электронной микроскопии, 31 мая – 4 июня 2010г., Черноголовка: [материалы конф.]. Черноголовка: ИПТМ РАН, 2010. С. 303.
7. Сафронов П.П. Способ проведения на SEM с EDX-спектрометрией приближенно количественных рентгеноспектральных измерений состава наноразмерных минеральных фаз // VII Всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу, 19 – 23 сентября 2011г., Новосибирск: [материалы конф.]. Новосибирск: СО РАН, 2011. С. 71.
8. Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Моисеенко В.Г. Наноразмерное самородное золото в минералах месторождения Пионер (Приамурье) по данным электронномикроскопических исследований // Материалы XVII Российского симпозиума по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твёрдых тел (РЭМ-2011), 30 мая – 2 июня 2011г., Черноголовка: [материалы симпозиума]. Черноголовка: ИПТМ РАН, 2011. С. 206.

О ФАЗОВОМ СОСТАВЕ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ТЕХНОГЕННЫХ РОССЫПЕЙ ПРИАМУРЬЯ

П.П. Сафронов¹, И.В. Кузнецова²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

² Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Известно, что во время добычи золота в рудных и россыпных месторождениях немалая часть этого металла в виде тонких и субтонких («невидимых») фракций безвозвратно теряется. На территории страны скопились огромные запасы отходов золотопромышленного производства в виде отвалов и хвостохранилищ, которые являются дополнительными потенциальными источниками благородных металлов. При совершенствовании способов извлечения тонкого золота из техногенной горной массы указанные складированные объекты могут снова вовлекаться в процесс переработки. Но для успешной разработки соответствующих технологий, помимо общих представлений о вещественно-минеральном составе горной массы по каждому такому объекту, необходимо знание особенностей состава содержащегося в них полезного компонента.

На примере Нижнеселемджинского золотоносного узла (НЗУ) детально исследован химический состав самородного золота техногенных россыпей (отвалов) Приамурья. Данный золотоносный узел, расположенный в нижнем течении р. Селемджи, входит в состав Приамурской золоторудной провинции. Для НЗУ характерны россыпи с мелким и тонким золотом, а также золотая минерализация и рудопроявления золота золото-кварцевого, золото-полиметаллического и золото-серебряного типов. Источниками россыпного золота в наиболее богатых россыпях НЗУ (россыпи долины р. Некля и руч. Веселый) являются продукты химического выветривания коренных пород (углеродистые сланцы (PR₂₋₃?)), в том числе и с относительно невысокими содержаниями в них металла. Большинство россыпей НЗУ отработаны и перешли в разряд техногенных. Так как в этом районе сосредоточены многочисленные золотосодержащие отвалы, добыча благородного металла продолжается до сих пор.

Образцы самородного золота техногенных россыпей представлены в виде зерен и сростков различной морфологии (рис.1). Их размеры в основном составляли менее 1 миллиметра, лишь отдельные экземпляры достигали 2 - 3 мм. Изучение элементного состава золота проведено методом рентгеноспектрального энерго-дисперсионного (РЭД) анализа на аналитическом сканирующем электронном микроскопе EVO 40XVP («Carl Zeiss», Германия). Работы выполнялись в центре электронной микроскопии в ИБМ ДВО РАН. Методика измерений подробно изложена в [2]. Сделано несколько сотен анализов.

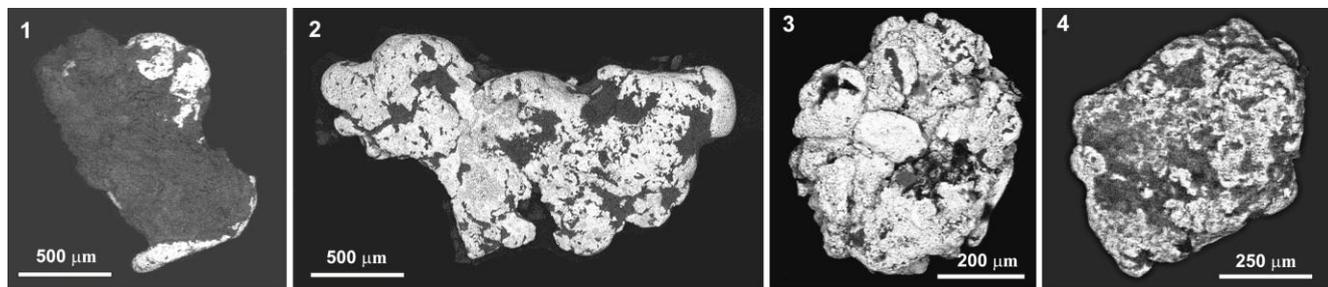


Рис. 1. Микроснимки типичных образцов самородного золота из техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья. Снято на СЭМ в обратно-рассеянных электронах.

Полученные данные РЭД анализов показывают, что самородное золото техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья весьма неоднородно по составу. В нем установлены многочисленные фазы, начиная от практически чистого золота,

твердых растворов золота с серебром, заканчивая амальгамами на основе двух-, трех- и четырехкомпонентных систем элементов Au, Ag, Hg, Pb. Амальгамные фазы присутствуют в большей части образцов золота. Наиболее представительные составы этих фаз, исключая двойные (данные в табл. 1), показаны на тройных диаграммах (рис. 2), из которых видно, что значительная часть точек (составов) сосредоточена в богатых золотом областях.

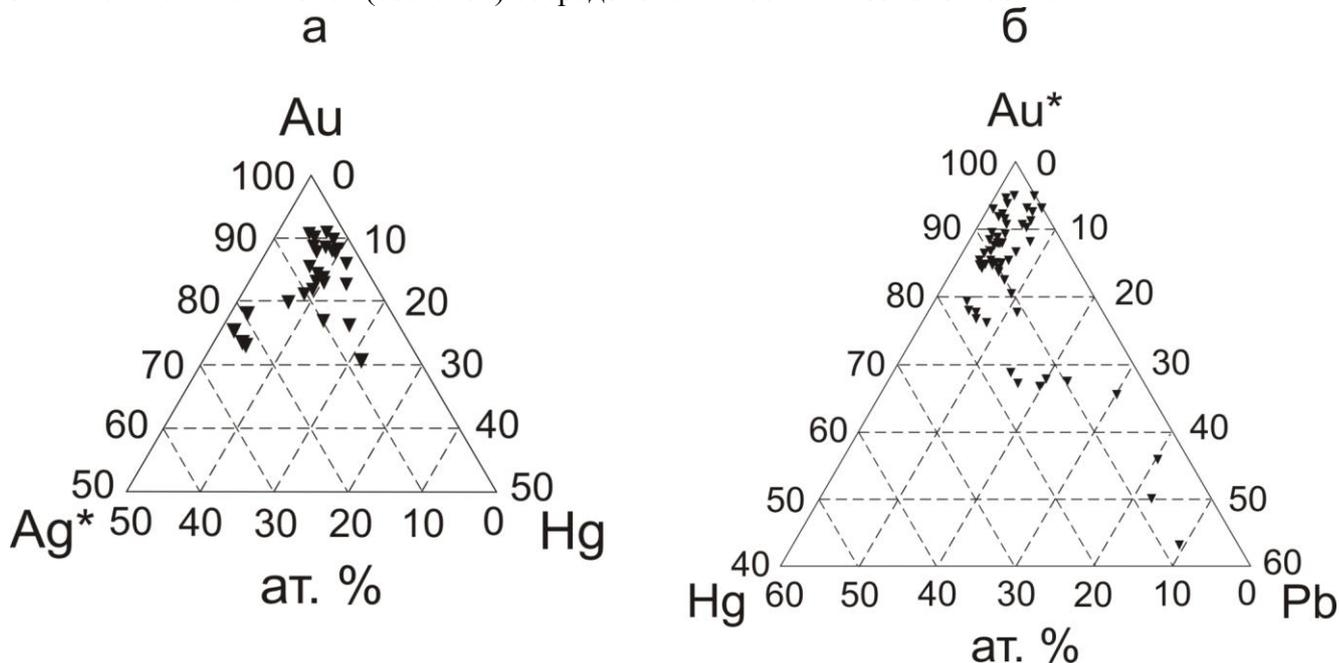


Рис. 2. Тройные диаграммы составов амальгамных фаз

а – система Au-Ag*-Hg

Ag*=Ag+Cu+Sb, где Cu и Sb – примесные элементы, установленные в ряде фаз.

б – система Au*-Hg-Pb

Au*=Au+Ag+Cu+Zn+Sb, где Cu, Zn и Sb – примесные элементы, установленные в ряде фаз; содержание Ag, там где оно есть, колеблется в диапазоне 0.8 – 7.5 ат.%; в одном случае Ag=11.8%.

Составы фаз по отдельным компонентам колеблются в диапазонах концентраций, приведенных в таблице 1. Но между тем, среди большого разнообразия составов фаз преобладают, как уже было отмечено, высокозолотистые их разновидности. Так в твердых растворах Au-Ag чаще встречаются составы с содержанием Au 93-98 масс.%. В амальгамных фазах системы Au-Hg значительную часть составляют фазы с содержаниями Au 90-94 масс.%. В амальгамах системы Au-Ag-Hg превалируют фазы с Au 85-93 масс.%. В свинец содержащих амальгамах системы Au-Hg-Pb чаще встречаются составы с концентрацией Au 75-95%, а в амальгамах системы Au-Ag-Hg-Pb – Au 80-87%. Кроме того, немало фаз, представленных только золотом (Au 100%), их доля – 15-20% от общего количества.

В целом, если рассчитать пробу для всех фаз по аналогии с расчетами, производимыми для обычного (серебристого) самородного золота, а именно по формуле:

$$\frac{\text{Au}}{\text{Ag}^*} \cdot 1000,$$

где Ag* = Ag, либо Ag+Hg, либо Ag+Hg+Pb, то в изученном техногенном золоте количественно преобладают, с учетом фаз с наивысшей пробой 1000‰, фазы с пробой 850-1000‰. Это хорошо проиллюстрировано на построенной гистограмме (рис. 3). Как видим, среди всех фаз их высокопробная составляющая занимает главенствующее место, это примерно 75% от общего количества изученных фаз, что указывает на перспективность техногенных отвалов Нижнеселемджинского золотоносного узла в плане их дальнейшей переработки.

Следует отметить, что амальгамные фазы представляют собой не только твердые растворы простого (Au-Hg) [1] и более сложного (Au-Ag-Hg, Au-Hg-Pb, Au-Ag-Hg-Pb) составов, но и зачастую являются интерметаллическими соединениями с различным соотношением в них указанных элементов, например, (Au,Ag)₉(Hg,Pb)₁, (Au,Ag)₂(Hg,Pb)₁, Au₄(Hg,Pb)₃ и др. О

возможном существовании в самородном золоте из техногенных россыпей другого региона более простого соединения Au_9Ag_1 отмечается в работе [4]. Также известно, что ряд интерметаллидов не техногенного происхождения установлены в природных условиях [5, 2, 6].

Таблица 1 Интервалы концентраций основных компонентов в золотоносных фазах разных систем элементов (масс.%)

	Система	Диапазоны содержаний элементов			
		Au	Ag	Hg	Pb
Самородное золото	Au	100	-	-	-
	Au–Ag	88.9–99.3	0.7–11.1	-	-
Амальгамы золота	Au–Hg	87.8–99.3	-	0.7–12.2	-
	Au–Ag–Hg	73.3–93.0	1.0–13.7	1.7–22.3	-
	Au–Hg–Pb	42.3–95.1	-	2.2–16.7	1.4–50.4
	Au–Ag–Hg–Pb	60.0–90.2	0.4–4.7	1.5–17.4	0.6–24.0

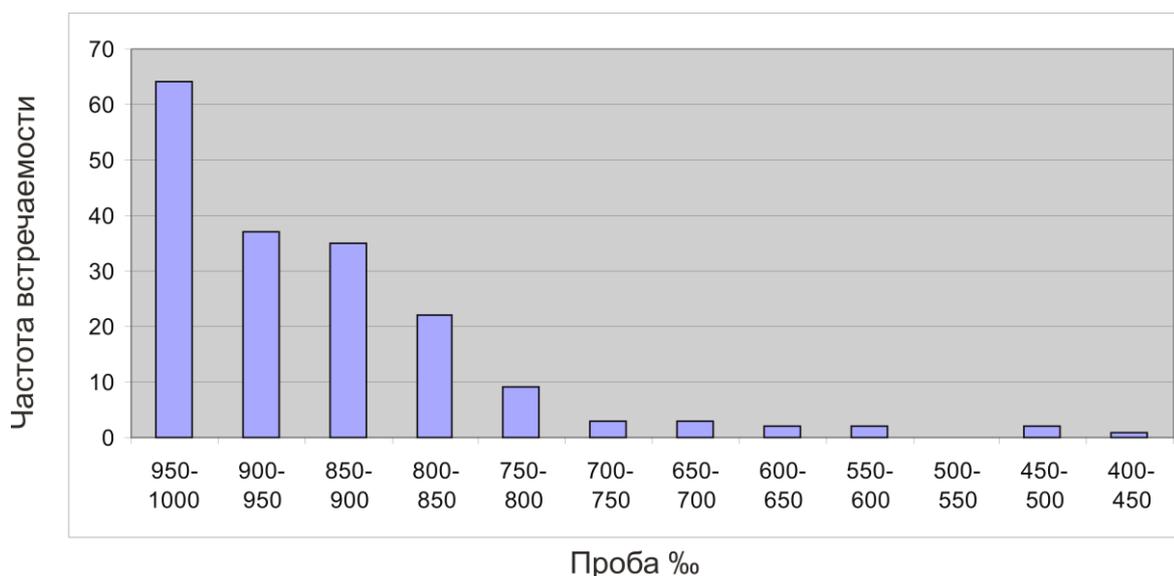


Рис. 3. Гистограмма частоты встречаемости золотоносных фаз разной пробы в самородном золоте техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье).

На основании проведенных исследований делается вывод о том, что многофазовый состав техногенного золота является результатом не только амальгамирования во время добычи, но и влияния сложных процессов, протекающих впоследствии в отвалах.

Нужно также обратить внимание на то, что среди встречающихся в золоте фаз значительную долю составляют Pb-содержащие амальгамы. Безусловно, это делает техногенное золото при разработке технических способов очищения более упорным к химическому

воздействию материалом. Однако, довольно высокая пробность техногенного золота и количественное преобладание такого золота над низкопробным нивелируют этот негативный момент. Правда есть еще одно обстоятельство, которое также усложнит технологию получения чистого золота. Дело в том, что значительная часть золотин находится в тесных сростаниях с породой, состав которой по предварительным оценкам часто весьма сложный и разнообразный. И это требует проведения дополнительных исследований.

Таким образом, в результате изучения химического состава самородного золота техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья установлено следующее: золото имеет гетерогенный состав, который характеризуется присутствием в золотилах не только фаз золота высшей пробы 1000‰ и твердых растворов Au-Ag, но и амальгамных фаз двухкомпонентного Au-Hg, трехкомпонентного Au-Ag-Hg и Au-Hg-Pb, и четырехкомпонентного Au-Ag-Hg-Pb составов, а также – интерметаллических соединений на основе Au, Ag, Hg и Pb.

Литература

1. Вол А.Е., Каган И.К. Структура и свойства двойных металлических систем. М: Наука, 1976. Т. 3. 815 с.
2. Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В., Сафронов П.П., Сосарева Н.В. Самородные металлы и интерметаллиды в аллювии мокрушинской площади таухинского террейна (юго-восточный Сихотэ-Алинь) // Записки Российского минералогического общества. 2014. Ч. СХLIII. № 3. С. 85-105.
3. Кузнецова И. В. Геология, тонкодисперсное и наноразмерное золото в минералах россыпей Нижнеселемджинского узла (Приамурье): автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Красноярск. 2011. 21 с.
4. Наумов В.А., Наумова О.Б. Преобразование золота в техногенных россыпях // Современные проблемы науки и образования. 2013. № 5. С. 531-532.
5. Неронский Г.И., Сафронов П.П. и др. "Новое" золото в россыпях Приамурья // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Ч. 3. Благовещенск. 1988. С. 55-56.
6. Новгородова М.И. Кристаллохимия самородных металлов и природных интерметаллических соединений // Итоги науки и техники. ВИНТИ. Сер. Кристаллохимия. Москва. 1994. Том. 29. С. 1-154.

СТРАТИФОРМНЫЕ ТИПЫ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

Г.Ф.Склярова

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

К стратиформным относятся рудные месторождения, которые по условиям образования и положению подчинены напластованию вулканогенно-осадочных и осадочных слоистых толщ. Для стратиформного оруденения характерно широкое площадное развитие, размещение в формациях определенного состава, приуроченность к определенным литолого-стратиграфическим горизонтам, отсутствие прямых связей с интрузиями, выдержанный состав руд. Разнообразие геологических обстановок нахождения руд, их характеристика обуславливают и их существенные различия с выделением различных рудноформационных геолого-промышленных типов, классификационные признаки которых обоснованы в работах ЦНИГРИ.[1]. Согласно общепринятым классификациям, на основе палеотектонического и формационного анализа рудовмещающих отложений, по аналогии с типовыми месторождениями на территории Дальнего Востока выделены следующие рудноформационные типы месторождений цветных металлов: стратиформный тип в карбонатных толщах - миргалимсайский (миссисипский), тяньшаньский; стратиформный тип в терригенных и вулканогенно-терригенных толщах -мансфельдский, филизчайский, малокавказский («куроко»).

К тяньшаньскому типу отнесены непромышленные месторождения и проявления Дальнего Востока локализующиеся в позднепротерозойско-кембрийских и девонско-каменноугольных карбонатно-терригенных отложениях геосинклинального типа (пригеосинклинального, эвгеосинклинального), известные на Чукотском, Буреинском и Ханкайском массивах, в пределах Чукотской и Становой складчатых систем. Аналогами этого типа являются месторождения Срединного Тянь-Шаня, Западного и Северного Прибайкалья.

Буреинская свинцово-цинковая провинция выделена в пределах одноименного массива. Рудоносность связана с отложениями позднепротерозойско-кембрийского и девонского возрастов. В ее составе выделяются четыре металлогенические зоны: Чагоян-Джурканская, Зейско-Урканская, Мельгинская и Малохинганская [2].

В Амурской области свинцово-цинковые проявления тяньшаньского типа выявлены в пределах Чагоян-Джурканского района, включающие Чагоянское непромышленное полиметаллическое месторождение и ряд аналогичных проявлений, вскрытых на левобережье р. Зеи (в ее среднем течении), в бассейнах ее притоков: Б. и М. Джуркан, Бурельный, Ушумун, Бурматовский. Рудоносная Чагоянская зона протягивается согласно залеганию вмещающих пород более чем на 10 км.

В этом районе проводились геологосъемочные и поисково-разведочные работы многими исследователями (Сухин,1960; Винтер,1961; Серебряков,1964; Дятел,1964; Хельвас,1964; Чупраков,1968; Антипина, 1969; Ложников и др., 1984), обобщение и анализ результатов которых, , отражены в тематических работах с выполнением рекогносцировочных маршрутов ДВИМСа «Прогнозно-металлическое районирование территории Дальнего Востока на свинцово-цинковое оруденение (Склярова, 1986; 1995).

Чагоян-Джурканская металлогеническая зона расположена в северной части Амуро-Зейской депрессии в пределах Амуро-Мамынского выступа Буреинского массива. Рудовмещающий комплекс имеет двучленное, строение (по Серебрякову,1964): нижняя часть его сложена аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами, выделенными в сухарниковскую свиту (верхний протерозой) 1350 м мощностью; верхняя - карбонатной толщей (чагоянская свита, 1960 м), представленной, в основном, известняками массивными, доломитизированными, брекчированными, пиритизированными с подчиненными прослоями алевролитов. Чагоянская свита согласно залегает на аркозовых песчаниках сухарниковской свиты и связана с ними постепенным переходом, выразившимся пачкой переслаивания (до 10 м)

песчаников, карбонатных песчаников и известняков. Следует отметить, что до сих пор не существует единого мнения о возрасте толщи аркозовых песчаников. Рудовмещающий комплекс относится к миогеосинклинальным морским образованиям, сформировавшимся в пределах позднепротерозойско-раннекембрийской Хинганской геосинклинали. В районе, в области контакта терригенных и карбонатных образований, прослеживается широкая (до 3 км) полоса расланцевания и катаклаза, в контурах которой выделяются 2 крупных разлома - Чагоянский и Сухарниковский, а также широко проявлены крутопадающие разрывы типа секущих сбросов и сбросов-надвигов. В описываемой зоне установлены Чагоянское месторождение, Джурканское и ряд других проявлений. Рудоконтролирующими факторами в их размещении являются: приуроченность к зоне контакта между карбонатной и песчаниковой толщами, развитие в пределах Чагоянской брахиантиклинали, ограниченной разломами. Месторождение расположено в месте пересечения Чагоянского, Бурматовского, Овсянниковского разломов. Породы в районе месторождения интенсивно окварцованы, доломитизированы, кальцитизированы, осветлены.

Чагоянское месторождение характеризуется как зона вкрапленных руд вдоль контакта песчаников и известняков, протягивающаяся на 1,9 км и шириной до 500 м. Основная масса руды концентрируется в коре выветривания типа железной шляпы, где содержания металлов достигают 25 и 42%. В окисленных рудах содержатся цинк в количествах от 1.46 до 25.4% и свинец - от 0.2 до 1.18%. По первичным ореолам были уточнены контуры и геологическое строение многих эндогенных аномалий: "Стрелка", "Зимняя", "14-46", «Южно-Джурканская», "Малоджурканская", "Бурельная", "Волчья Яма" и "Правобережное".

Рудная минерализация, представленная сфалеритом, галенитом и пиритом в виде вкрапленностей и тонких прожилков, локализована в рудном горизонте, прослеженном частично по простиранию и падению вдоль контактов известняков и песчаников. В песчаниках рудная минерализация более интенсивная и прослеживается от контакта на ширину до 400 м. Сульфидизация в известняках выражена значительно слабее и прослеживается лишь на 250 м в сторону от контакта. Мощность зоны оруденения вкрапленных руд по скважинам варьирует от 20 до 140 м. Иногда единый рудоносный горизонт разветвляется на слои мощностью соответственно в 37, 36 и 9 м. Опробованием установлен пласт оруденелых пород в 22 м, в пределах которого содержания свинца в рудах от 0.38 до 1.42%, цинка - от 1.55 до 4.40%, среднее суммарное - 4.07%. Среди бедных вкрапленных руд в дробленых породах встречаются сфалеритовые жилы, содержащие галенит и пирит. Содержания цинка в них до 5.16%, свинца - 0.95%. По скважинам на глубине ниже 30 м была выделена долинообразная впадина шириной до 400 м с развитием в ее пределах вторичных окисленных руд мощностью более 15 м, прослеживающихся вдоль контакта песчаников и известняков. В окисленных рудах содержатся цинк в количествах от 1.46 до 25.4% и свинец - от 0.2 до 1.18%. В песчаниках с видимой минерализацией пирита и сфалерита (пробы 5023-1,-2) определено серебро в повышенных количествах: соответственно 1,13 и 3.88 г/т, в остальных пробах серебро содержится в количествах, не превышающих 0.0005%. В единичных пробах песчаников количество золота достигает 0.1 г/т. Рудная минерализация, представленная сфалеритом, галенитом и пиритом, в виде вкрапленностей и тонких прожилков, локализована в рудном горизонте, прослеженном частично по простиранию и падению вдоль контактов известняков и песчаников.

В песчаниках рудная минерализация более интенсивная и прослеживается от контакта на ширину до 400 м. Сульфидизация в известняках выражена значительно слабее и прослеживается лишь на 250 м в сторону от контакта.

Мощность зоны оруденения вкрапленных руд по скважинам варьирует от 20 до 140 м. Иногда единый рудоносный горизонт разветвляется на слои мощностью соответственно в 37, 36 и 9 м.

По скважинам на глубине ниже 30 м была выделена долинообразная впадина шириной до 400 м с развитием в ее пределах вторичных окисленных руд мощностью более 15 м, прослеживающихся вдоль контакта песчаников и известняков. В окисленных рудах содержатся цинк в количествах от 1.46 до 25.4% и свинец - от 0.2 до 1.18%.

Толща известняков является экраном для проникающих через толщу песчаников гидротермальных растворов. Минеральный состав руд; сфалерит, галенит, пирит, пирротин, халькопирит, В песчаниках пирита (10-15%) в 2-5 раза больше, чем сфалерита и галенита (2-3%). Окисленные руды приурочены к толще пестроцветных глин и алевролитов, выполняющих нижнюю часть чашеобразных впадин. Над зоной сульфидных руд в зоне контакта известняков и песчаников отмечаются высокие содержания свинца и цинка - до 10-20%. Окисленные руды - это церуссит, англезит, смитсонит, гидроокислы железа и марганца.

В песчаниках рудная минерализация более интенсивная и прослеживается от контакта на ширину до 400 м. Сульфидизация в известняках выражена значительно слабее и прослеживается лишь на 250м в сторону от контакта. Чагоянское месторождение характеризуется ими как зона вкрапленных руд вдоль контакта песчаников и известняков, протягивающаяся на 1.9 км и шириной до 500 м. Основная масса руды концентрируется в коре выветривания типа железной шляпы, где содержания металлов достигают 25 и 42%.

Джурканское проявление расположено на водоразделе руч. Б. и М.Джуркан в 7 км к северо-западу от Чагоянского месторождения. Вскрыта рудоносная полоса мощностью в 300 м и протяженностью I 200 м. Выделяются 5 зон окисленных и интенсивно выщелоченных мелковкрапленных полиметаллических руд, мощностью от 3-4 м до 34 м. Главные рудные минералы: галенит и сфалерит; вторичные - церуссит и англезит. . Свинец и цинк в сумме достигает 1.5-2.9%. Максимальные содержания свинца 1.2%, цинка -4.4%.

Из анализа работ предыдущих исследований по Чагоян-Джурканскому району можно заключить следующее:

1.Широкое площадное развитие свинцово-цинкового оруденения: по косвенным и прямым данным рудоносность установлена на протяжении более чем 50 км.

2.Литолого-стратиграфическая приуроченность. Всеми исследователями признается, что рудоносность на всем протяжении ее развития приурочивается к определенному горизонту в зоне контакта терригенно-песчаниковой и карбонатной толщ. Наиболее интенсивно рудная минерализация развита в песчаниках и более слабо - в известняках. Выдержанная приуроченность оруденения к определенному литолого-стратиграфическому уровню подтверждается разрезами, составленными по данным бурения на значительной площади, прямыми находками однотипных оруденелых пород, ориентировкой геохимических аномалий согласно простиранию контактовой зоны.

3. Однотипный характер распределения оруденения без видимой связи с магматическими породами - вкрапленный, прожилково-вкрапленный тип руд.

4. Относительно простой минеральный состав руд: сфалерит, галенит; в подчиненных количествах - пирит, пирротин, халькопирит и их окисленные минералы.

5. Тектонический контроль выражается приуроченностью проявлений к выделенной брахиантиклинальной структуре, к зонам развития глубинных разломов.

Основные проблемы в изучении рудоносности в описываемом районе заключаются в следующем.

1. До настоящего времени не решен вопрос о возрасте рудовмещающей песчаниковой толщи, относимой разными исследователями к синию, кембрию, силуру или девону (см.табл. 112.1). Возраст карбонатной толщи, по аналогии с развитыми карбонатными породами в соседних районах, принимается условно как раннекембрийский. Без решения вопроса о возрастных соотношениях рудовмещающих песчаников и известняков весьма затруднительно выяснение генетических вопросов оруденения.

2. Проведенными горными и буровыми работами (скважинами более 100 м) вскрыты и опробованы оруденелые коренные породы, зона окисленных и выщелоченных руд. Фланги и глубокие горизонты Чагоянского месторождения и многих проявлений недоизучены. Не выяснена природа многих геохимических аномалий. Всеми исследователями отмечается высокие перспективы выявления новых рудных тел. Для выяснения масштабов свинцово-цинкового скрытого оруденения, промышленно-экономической оценки в целом Чагоян-

Джурканского района, выяснения вопросов стратиграфии рудовмещающего поля необходимо проведение глубокого бурения. С целью проверки аномалий, вскрытия зоны окисленных руд можно рекомендовать проведение горных работ в районах, где мощности рыхлых отложений не превышают 10 м.

В целом район Чагоян-Джурканского рудного поля является перспективным для выявления полиметаллических рудных тел. Рудоконтролирующие поисковые факторы: структурно-литологические - приуроченность к антиклинальным складкам 2-го порядка, зонам рудоконтролирующих разломов и контактов продуктивной пачки песчаников с доломитами, наличие значительных по размерам комплексных первичных и вторичных ореолов свинца и цинка и их элементов-спутников. Для оценки общих перспектив района рекомендуется дальнейшее проведение глубинных геохимических поисков.

Литература

- 1.Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов/Кривцов А.И. и др. – М.:Недра. 1985
- 2.Склярова Г.Ф Рудноформационные типы стратиформенного свинцово - цинкового оруденения на территории Дальнего Востока РФ - Руды и металлы - №3, 2015 г

ИНДИКАТОРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПАЛЕОЖЕРЛОВИН ВНЕШНЕЙ И ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ЗОН БОЛЬШЕХИНГАНСКОГО ПОЯСА

В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Совокупность рудопроявлений и месторождений урана, выявленных на сопредельной территории Юго-Востока России (Восточное Забайкалье и Верхнее Приамурье), Востока Монголии и Северного Китая (СТРМК) позволяет рассматривать ее в качестве крупной, специализированной на U провинции с широким спектром минеральных типов оруденения. Основными среди них, имеющими высокую промышленную ценность, являются «вулканитовые» гидротермально-метасоматические прожилково-жильно-штокерковые фтор-молибден-урановые, так называемого «стрельцовского» типа [10]. Наиболее значимыми тектоническими сооружениями СТМК являются Монголо-Охотский, Керулено-Аргунский, Южно-Монголо-Хинганский (ЮМХ) и Солонкерский пояса, принадлежащие восточному флангу Центрально-Азиатского (Урало-Монгольского) подвижного мегапояса. Последний ограничен с юга и севера Сино-Корейским и Сибирским кратонами соответственно. В его осевой части расположен Керулен-Аргунский супертеррейн (КАС), отграниченный краевыми швами от Монголо-Охотского и ЮМХ поясов. По имеющимся данным существование на СТМК Большехинганского (I-K) вулcano-плутонического пояса (БВП), вместе с его внешними, фланговыми, периферическими зонами предопределено геодинамическими процессами на активной палеоконтинентальной окраине андийского типа [2, 12].

Геологические комплексы мезозоя образуют в регионе обособленный структурный этаж. Его поздне триас-юрские (T_3-I_{1-2}) низы представлены молассоидными, аспидно-флишоидными, алевролитно-граувакковыми (с конгломератами) свитами, а поздне мезозойские ($I_{2-3}-K$) верхи - субконтинентальными (частью угленосными) молассаами с андезибазальтовыми, дацит-андезитовыми, дацит-трахиандезитовыми, трахит-риолитовыми, трахиандезибазальт-дацит-риолитовыми толщами (шадаронская, приаргунская серии, дорнотский комплекс, тургинская свита, свиты *baigi*, *zhanjiakou*, *dabeigou*, *huajiying* и др.). Осадочно-вулканические накопления периферических частей БВП преимущественно сосредоточены в разобщенных депрессиях и впадинах Восточного Забайкалья, Верхнего Приамурья, Востока Монголии и юго-западного фланга (бассейн *Guyuan-Duolun*) пояса. Они считались прежде типичными внутриконтинентальными образованиями, но по современной трактовке рассматриваются в качестве субаквальных частей крупного (Верхнеамурского) окраинно-континентального пояса, осевая часть которого представлена БВП [2, 3]. Геофизические исследования СТМК свидетельствуют о распространенности здесь дифференцированных региональных максимумов и минимумов поля силы тяжести, в которых подошва земной коры (раздел Мохоровичича) находится на глубине порядка 36-42 км [9]. На меньших глубинах (около 20 и 9-6 км) выделяются специфические «волноводные зоны», а в 5-4 км от современной поверхности периферические магматические очаги [4, 5, 10].

Наиболее известными ураново-рудными узлами (УРУ) СТМК являются Стрельцовский (РФ), Дорнотский (Монголия) и *Guyuan-Duolun* (КНР). Авторы относят к их числу и Хайктинский рудный узел (Верхнее Приамурье), где находится несколько проявлений U и Кремнистое F-Mo-U месторождение [3, 6].

Для самого крупного в регионе Стрельцовского УРУ характерна почти полная совмещенность с Тулукуевской депрессией, заполненной осадочно-вулканогенными отложениями приаргунской серии (I_{2-3rg}) и тургинской (K_{1tr}) свиты. Новейшие прецизионные определения возраста пород серии [10] укладываются в диапазон от 176-165 Ма (базальты) до 162 ± 2 и 156 ± 2 и 155 ± 1 Ма (трахидациты). Для тургинских накоплений, несогласно перекрывающих приаргунские, характерна неоднократная перемежаемость эффузивно-

пирокластических пачек риолитов с покровами плагиобазальтов. Получены доказательства [5, 10] двух, а возможно и трехэтапной эволюции риолитового магматизма в Тулукуевской ВТС, начиная с извержения микрофельзит-игнимбритовых лав (143-141 Ма), последующего (137-135 Ма) формирования толщи морин-санидиновых риолитов, становления в жерловинах палеовулканов экструзивов соответствующего состава.. Наиболее молодыми (129-127 Ма) в Тулукуевской ВТС считаются линзовидно-трубчатые тела цезиеносных перлитов, прорывающие покровы морион-санидиновых риолитов, а возраст U оруденения - 135 ± 1 Ма [10]. Венчают разрез накоплений Тулукуевской ВТД отложения субплатформенного чехла из терригенных толщ кутинской (K_{1kt}) свиты. Они содержат прослой углистых алевролитов и буроугольные пласты значительной мощности, но не затронутые гидротермально-метасоматическими преобразованиями [5].

Для структуры Тулукуевской ВТД характерна определенная симметрия в размещении палеожерловин, экструзивов и стратифицированных эффузивно-пирокластических покровов. Первые сосредоточены в центральной части над и у границ местного (Гозогорского) выступа пород основания ВТД. Палеожерла вулканов представлены несколькими неками и экструзивами из флюидалных, сферолитовых, сферолоидных и брекчиевых тел риолитов, а также их крупно- и мелкопорфировых санидин-морионовых разностей.. Лавовые покровы распространены в западной и преимущественно восточной частях впадины. В целом глубина залегания пород фундамента на площади горстового выступа изменяется от 0 до 200 м, а на его крыльях, особенно в депрессионной просадке (кальдере), она увеличивается до 1000 м. Вдоль осевой части горстового поднятия (между северным и южным бортами ВТД) преимущественно распространены вулканиты жерловых фаций и экструзивные тела.

Среди пород основания впадины известны проявления Sn, Pb, Zn и месторождение CaF_2 (Гозогорское). Еще одно месторождение флюорита (Стрельцовское) размещено среди вулканитов одноименной кальдеры. Примерно в 20 км к северу от Тулукуевской ВТД находится южная граница Кличкинского Pb-Zn узла [5].

На площади Дорнотского УРУ распространены осадочно-вулканогенные, эффузивно-пирокластические, экструзивные образования одноименного (дорнотского) комплекса, возраст которых укладывается в диапазон 160-144 Ма [7]. Они во многом сопоставимы с толщами приаргунской серии, тургинской свиты Тулукуевской впадины и причисляются к субщелочной базальт-андезит-риолитовой формации. Среди вулканитов комплекса относительно широко распространены экструзивы и субвулканические тела. Нижнемеловые (K_1) угленосные отложения дзунбаинской серии принадлежат субплатформенному чехлу.

Дорнотская ВТС также обладает определенной симметрией размещения стратифицированных эффузивно-пирокластических накоплений, относительно валлообразного горстового поднятия пород фундамента, разделяющего две депрессии: Уланскую на западе и Эрхтийнскую на востоке. Основное урановое оруденение (возраст 138-136 Ма) не имеет выхода на современную поверхность, залегая на глубинах от 30 до 700 м. Обычно верхняя граница распространения минерализации находится в 90-130 м от поверхности, а нижняя - на 400-500 м глубже [7].

На площади узла выявлен ряд месторождений Pb-Zn-Ag (Баяндун, Мухар, Цав, Улан), флюорита (Баруун-Сунджин, Хуббулаг, Холоой), золота (Урлийнобин), молибдена (Арбулаг, Авдар-Толгой) и вольфрама (Чулуун-Хуриет) [11]. Время формирования свинцово-цинковых руд месторождения Улан сосредоточенных в жерле одноименного палеовулкана приходится на 161 ± 7 Ма (K-Ag метод по серициту) [1]. Вероятный возраст золоторудной малосульфидной (с теллуридами и халькопиритом) минерализации месторождения Урлийнобин является довулканогенным: 180-200 Ма (K-Ag метод по мусковиту).

Для самого крупного в регионе Стрельцовского УРУ характерно наличие большого «ареала» гранитизации древних пород фундамента [4, 5]. Подобный ареал выявлен и в Дорнотском УРУ [7].

Guayan-Duolun УРУ пространственно совмещается с одноименной вулканоплутонической зоной (ВПЗ), называемой китайскими геологами «вулканическим бассейном»

[15, 19]. Характерна его геологическая позиция: на юго-западном (Yinshan-Liaohе) фланге БВПП. Породы основания «бассейна», как и в других вышеупомянутых УРУ представлены позднеархейскими и раннепротерозойскими метаморфическими образованиями (гранулиты, микрогнейсы, кварциты, мрамора, калишпатизированные мигматиты) и гранитоидами разного возраста. «Бассейн» заполнен осадочно-вулканогенными отложениями (I₃-K₁) четырех свит: baiqi, zhanjiakou, dabekou и huajuing. Они в целом сопоставимы с накоплениями приаргунской серии, дорнотского комплекса и тургинской свиты [18].

Урановое оруденение Guquan-Duolun в основном сосредоточено в пределах зоны СВВ простирания (5x50 км), в которой закартировано более 10 палеовулканических центров в виде некков, экструзивов, палеожерловин. Они сгруппированы в 6-7 кластерах, в каждом из которых выявлено от 2 до 5 рудопроявлений U. В двух кластерах разведаны гидротермальные месторождения Zhangjiaming (№ 460) и №534 [11].

Самым крупным и наиболее изученным в районе является F-Mo-U месторождение Zhangmajing (№ 460). Оно приурочено к экструзиву риолит-порфиров крутого (на ССВ) падения серповидной (в плане) морфологии протяженностью более 0.5 км переменного (50-150 м) сечения. Тело риолитов-порфиров месторождения № 460 окружено агломератовой мантией и вмещает эксплозивные брекчии криптовзрыва. Возраст риолитов экструзии 121.9-125 Ма хорошо согласуется с данными о раннемеловом (133-135 и 143 Ма, U-Pb метод по циркону) времени формирования толщи трахитов и риолитов [17]. О таком же раннемеловом возрасте рудовмещающих кварцевых порфиров (136.2±2.9 Ма), риолитов (138.6±1.4 Ма) и риолитовых порфиров (140.2±1.6 Ма) свидетельствуют и новейшие данные [16]. Возраст U минерализации остро дискуссионен – от 136 до 80-88 и даже 24-12 Ма [13, 17].

В 3 км юго-западнее Zhangjiaming среди пород архей-протерозойского фундамента, находится крупное колчеданно-полиметаллическое месторождение Caijiaying мелового возраста, с ресурсами цинка, превышающими 2 млн. т. Еще далее к западу, уже на территории Внутренней Монголии разведано несколько месторождений флюорита. Весьма крупное - Sumochagan Obo (возраст ~141 Ма) содержит более 19 млн. т CaF₂ [18].

На территории Верхнего Приамурья в Сергачинской ВПЗ и одноименной металлогенической зоне находится Хайктинский рудный узел с месторождениями U (Кремнистое), Мо (Иличинское), золота и полиметаллов (Березитовое) [14].

Наиболее крупным представителем мезозойского магматизма ВПЗ является Хайктинский массив биотит-роговообманковых грубопорфировидных гранодиоритов и гранитов с весьма характерными для этих пород таблитчатыми выделениями розового полевого шпата. На современных геологических картах образования Хайктинского массива отнесены к амуджиканскому комплексу субщелочных гранитов, возраст которых на территории Восточного Забайкалья датируется как среднепозднеюрский. По данным [8], магматические образования этого массива представляют собой самостоятельный раннемеловой хайктинский комплекс гранитов Верхнего Приамурья, абсолютный возраст которых по данным Rb-Sr и K-Ar методов 132 ± 3 Ма, а по цирконометрии [14] - 137.62 ± 0.67 Ма (U-Pb метод).

Возраст руд Кремнистого F-Mo-U по данным U-Pb метода равен 93 [6]. Оно расположено в Десовской ВТД, примыкающей с юга к Хайктинскому массиву и приурочено к центральной части полигенной экструзии фельзит-порфиров (K₁) овальной морфологии, содержащей настуран-уранинит-молибденитовую минерализацию [3, 6]. В 12-15 км к востоку от него находится Березитовое (Au-Pb-Zn) рудное поле [14].

Изложенное выше позволяет констатировать, что СТМК характеризуется сосредоточением значительного числа УРУ. Среди гидротермальных месторождений и полей вулканического типа, преимущественно размещенных в ВТД внешней и периферической частей БВПП, индикаторами объектов промышленной значимости являются проявления U, сопряженные с экструзивами кислого состава повышенной щелочности.

Определение тектонической и геологической позиции крупных F-Mo-U узлов, в которых часть месторождений сопряжена с такими вулканическими жерловинами, экструзивами,

субвулканическими телами открывает возможности возобновления поисково-оценочных работ во многих выше рассмотренных УРУ СТРМК.

Литература

1. Голубев В.Н., Троицкий В.А., Аракельянц М.М. Изотопная геохронология вулканизма и гидротермальных рудообразующих процессов в Дорнотской вулcano-тектонической структуре (Восточная Монголия) // Геология рудных месторождений. 1994. № 36. С. 277-283.
2. Гордиенко И.В., Климук К.В., Кван Хень. Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс Восточной Азии (строение, состав и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1655-1669.
3. Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. - М.: Наука. 2006. - 372 с.
4. Духовский А.А., Амантов В.А., Артамонова Н.А., Панфильцев Д.Н., Ступак В.М. Сейсмические и гравитационные образы ведущих рудных районов и полей Юго-Восточного Приаргунья (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 99-113.
5. Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В., Наумов Г.Б., Мельников И.В., Кандинов М.Н. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. ФГУГП «Урангеологоразведка». - Иркутск: Геологоразведка, типография Глазковская, 2007. - 160 с.
6. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран российских недр. – М.: ВИМС. 2010. – 850 с.
7. Миронов Ю.Б., Афанасьев А.Б., Булычев А.Б. и др. Урановые месторождения Монголии.- СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2009. - 304 с.
8. Стриха В.Е., Петрук Н.Н., Вахтомин К.Д., Вольская И.П., Коршунов А.М., Шергина Ю.П. Геология Хайкгинского интрузивного комплекса (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2000. № 19. С. 25-37.
9. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Шатков Г.А., Вольский А.С. - СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2004. - 190 с.
10. Шатков Г.А., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Родионов Н.В., Падерин И.П., Сергеев С.А. U-Pb (SIMS SHRIMP-II) возраст вулканических образований Тулукуевской кальдеры (Стрельцовский урановорудный узел, Восточное Забайкалье) // ДАН. 2010. Т.432. № 3. 360-364.
11. Dahlkamp, F.J. Uranium deposits of the world. Asia. - Berlin Heidelberg Springer, 2009. – 493 p.
12. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamic framework of large unique uranium ore belts in Southeast Russia and East Mongolia // Journal of Asian Earth Sciences, 2016. V. 119. P. 145-166.
13. Li Yaosong. On evaluation of the U-Pb isotope system and uranium mineralization in Guyua volcanic basin // Geochimica. 1990. № 4. P. 286-294 (in Chinese with English abstract).
14. Vakh A.S., Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. The Berezitovoe gold-polymetallic deposit (Upper Amur region, Russia): Structure, mineralogy and genetic aspects // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. P. 483-494.
15. Wang Zhengbang, Zhao Shiqin, Luo Yi, Zhao Dean, Xiao Xiangping. Conditions and potential evaluation of the uranium mineralization in volcanic basins at the west section of the Yanliao mineral belt. – Beijing: Beijing Research Institute of Uranium Geology, CNNC. CNIC-00719, BRIUG-0009, 1987. P.1-9 (in Chinese).
16. Wu Jianhu, Ding Hui, Niu Ziliang, Wu Rengui, Zhu Minqiang, Guo Guolin, Liu Shuai, Yu Dagan. SHRIMP zircon U-Pb dating of country rock in Zhangmajing U-Mo deposit in Guyuan, Hebei Province, and its geological significance // Mineral Deposit. 2015. № 4 P. 757-768 (in Chinese with English abstract).
17. Xia Yuliang, Lin Jingrong, Zhu Jiechen, Zheng Maogong. Research on U-metallogenic conditions and isotopic geochronology of volcanic rocks and granitoid in Guyuan-Duolun basin // Uranium Geology. 1998. № 14. P. 274-281 (in Chinese with English abstract).
18. Yan Hongquan. On the Late Mesozoic metallogenic correlation study in the contiguous region of China, Russia and Mongolia // The IV International symposium on geological and mineragenetic correlation in the contiguous region of Russia, China and Mongolia, October 16-20, 2001, Chita: [abstracts]. Chita, 2001, p. 97.
19. Zhang Zhenqian. Geochemistry of Mesozoic uranium-bearing volcanic rocks in Guyuan-Duolun area, Hebei // Resources survey and environment. 2007. № 28. P. 256-262 (in Chinese with English abstract).

УГЛЕРОДИСТЫЕ СЛАНЦЫ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

А.А. Черепанов, Н.В. Бердников, В.О. Крутикова

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

Редкоземельные элементы (РЗЭ) являются одними из наиболее дефицитных стратегических материалов, остро необходимых экономикам развитых стран. 95% рынка добычи и переработки РЗЭ занимает Китай, в то время как на долю России приходится менее 2%. Эксплуатируется одно Лавозерское месторождение лопаритовых руд на Кольском полуострове – источник цериевых лантаноидов. Нами при исследовании венд-верхнепротерозойских углеродистых сланцев нятыгранской (Мельгинский прогиб) и мурандавской (Кимканский прогиб) свит Буреинского массива выявлены разновидности сланцев с содержанием РЗЭ+У 600 и более г/т, что превосходит таковое в рудах промышленных апатитовых месторождений Кольского полуострова.

В пробах углеродистых сланцев методами РФА (прибор S4 Pioneer, Брукер, Германия), ICP-MS (прибор E-9000, Перкин Элмер, США) и электронной сканирующей микроскопии (микроскоп VEGA 3 LMN, TESCAN, Чехия с энергодисперсионным спектрометром X-max 80, Оксфорд, Великобритания) определены содержания главных порообразующих окислов, редких, редкоземельных и рассеянных элементов, благородных металлов, а также изучены формы выделения и состав носителей минерализации. Изотопная систематика органического углерода исследована в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, Владивосток (прибор Thermo Finnigan MAT 253, Германия), его концентрация – по методу Тюрина в лаборатории гидроэкологии и биогеохимии ИВЭП ДВО РАН, Хабаровск.

Наиболее детально изучены углеродистые метаосадочные породы верхнеятыгранской подсвиты Мельгинского прогиба (Туранский блок), залегающие на интенсивно метаморфизованных породах верхнего архея [1] Это черные, темно-серые сланцеватые породы, образованные чередованием тонких прослоек графитового материала и гидрослюдисто-кварцевых агрегатов. Они тяготеют к нижней части разреза подсвиты, залегая в виде пластов и горизонтов мощностью до 200 м и протяженностью от 0,2 до 4 км. Породы интенсивно складчатые (изоклинальные, опрокинутые, лежащие складки) и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, а вблизи интрузий - в эпидот-амфиболовой фации.

Выделены две разновидности углеродистых сланцев – филлитовидные и графитовые. Их формирование происходило в условиях активной континентальной окраины. Область отложения осадков, давших начало филлитовидным сланцам, была приближена к континенту и находилась под значительным влиянием терригенного сноса с областей островодужного вулканизма. В образовании протолита графитовых сланцев большую роль играли процессы пелагического осадконакопления.

Графит в сланцах присутствует в виде мелких чешуек, пылеобразных скоплений или скрытокристаллической массы. Общее содержание углерода в филлитовидных сланцах колеблется в пределах 2-5%. Для графитовых сланцев характерно содержание $C_{орг}$ в пределах 5-12%, достигая в отдельных пробах 50-60% и более. Изотопный состав углерода варьирует от -22,2 до -27,6‰ $\delta^{13}C_{VPDB}$ с преобладанием значений от -26 до -27‰, что свидетельствует в пользу его биогенной природы.

По данным ICP-MS анализа в филлитовидных сланцах сумма редких земель и иттрия достигает 120-300 г/т при преобладающей роли Ce и La, в графитовых - 150-630 г/т с обогащением легкими РЗЭ и У. В последних выделяются пробы с повышенным содержанием РЗЭ в пределах 540-630 г/т при значительно увеличенной доле иттрия. Усредненные содержания РЗЭ+У приведены в Таблице.

Филлитовидные сланцы относительно стандарта NASC обогащены легкими и средними, и обеднены тяжелыми РЗЭ, в то время как содержания всех РЗЭ в графитовых сланцах обычно ниже NASC (рис.1). Исключение составляют образцы графитовых сланцев, отобранные в зоне

дробления и гидротермальной проработки пород, концентрации РЗЭ и иттрия в которых резко повышены. Минеральными носителями РЗЭ в сланцах являются редкоземельные фосфаты (ксенотим ?) и монацит (рис. 2). Фосфаты характерны для графитовых (рис. 2а), а монацит - для филлитовидных (рис. 2б) сланцев. Редкоземельные фосфаты образуют мелкие зерна, часто ассоциированные в агрегаты размером до 100 и более мкм. Монацит преимущественно встречается в виде отдельных зерен, часто сохраняющих элементы первичной огранки.

Таблица. Средние содержания РЗЭ+Y в углеродистых сланцах нятыгранской свиты, г/т

Элемент	Филлитовидные сланцы (19 проб)	Графитовые сланцы (13 проб)	Графитовые сланцы из зоны дробления и гидротермальной проработки (4 пробы)
Y	19,84	68,97	154,12
La	47,91	49,28	75,32
Ce	103,51	100,52	152,37
Pr	11,75	13,12	18,40
Nd	45,28	54,46	86,13
Sm	8,74	11,59	18,08
Eu	1,61	2,35	3,84
Gd	8,50	13,88	21,91
Tb	0,99	1,90	2,90
Dy	4,78	10,96	18,70
Ho	0,79	2,23	4,01
Er	2,18	6,63	11,29
Tm	0,28	0,92	1,71
Yb	1,84	5,85	10,24
Lu	0,26	0,91	1,63
Сумма	258,26	343,57	580,65

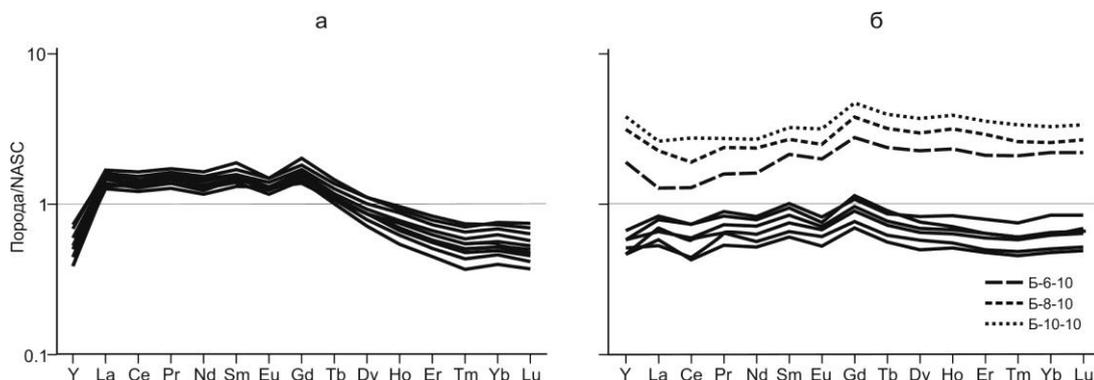


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в филлитовидных (а) и графитовых (б) сланцах верхнеятыгранской подсвиты. Пунктир – сланцы из зоны дробления и гидротермальной переработки.

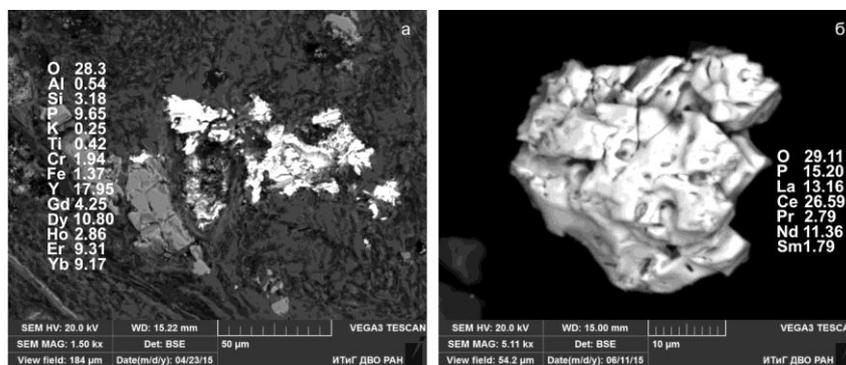


Рис. 2. Микровключения редкоземельного фосфата (а) и монацита (б) в углеродистых сланцах верхнеятыгранской подсвиты и их состав в мас. %.

По имеющимся данным можно говорить о двух разновидностях редкоземельной минерализации в изученных сланцах. Первая («иттриевая») развита преимущественно в графитовых сланцах. Она характеризуется преобладанием среди минералов-носителей РЗЭ

итриевых фосфатов диагенетической природы. Вторая («лантан-цериевая») типична для филлитовидных сланцев и отличается присутствием кластогенного монацита.

Повышенное содержание редких земель (до 650 г/т) характерно для зон дробления и гидротермальной проработки. Сланцы в них брекчированы, лимонитизированы и обогащены Mn, Cu, Ni, U. Содержание последнего достигает 100 и более г/т.

Высокие содержания редких земель установлены также в углеродистых сланцах мурандавской свиты, являющейся, по нашему мнению, стратиграфическим аналогом нятыгранской свиты. В зонах брекчирования и гидротермальной проработки графитовых сланцев мурандавской свиты содержание РЗЭ+У достигает 680 и более г/т, для них также характерны повышенные концентрации U (до 120-150 г/т), Mn, Ni, Cu, V. Кроме того, в составе пород мурандавской свиты выделяются фосфорит-доломитовые брекчии, образующие небольшие проявления (Тигровая Падь, Гремячинское, Бурунбавское, Ромашка и другие) с повышенным содержанием урана. Содержание P_2O_5 не превышают 3-4 %. Необходимо проверить эти фосфориты на содержание редкоземельных элементов.

В институте Химии ДВО РАН М.А. Медковым с коллегами разрабатывается метод вскрытия минерального сырья с участием гидрофторида аммония [2]. Процесс протекает при низких температурах и позволяет извлекать все ценные компоненты в виде конечных оксидов или промежуточных простых и комплексных фторидов. В результате обработки гидрофторидом аммония высокоуглеродистых сланцев Тургеневского проявления графита (Приморье) авторам удалось сконцентрировать РЗЭ более чем на 2 порядка [3]. Дальнейшее извлечение РЗЭ возможно при использовании жидкостной экстракции с предварительным переводением РЗЭ в азотнокислый раствор. Предложена принципиальная схема переработки графитовых сланцев, которая позволяет также получать попутный концентрат, обогащенный графитом, золотом и платиной.

Нами с применением основных принципов описанного в [3] метода выполнены исследования двух проб сланцев нятыгранской свиты. Одна представляла обогащенные фосфатами графитовые сланцы с суммарным содержанием РЗЭ+У 561,07 г/т, другая - филлитовидные сланцы с концентрацией РЗЭ+У 303,29 г/т, что в 2-3 раза больше, чем в графитовых сланцах Тургеневского проявления. Полученный из 10-граммовых навесок графитового сланца конечный осадок (концентрат) имел содержание РЗЭ+У 23000 г/т (увеличение в 41 раз), а из филлитовидного сланца - 1000,9 г/т (увеличение в 3,3 раза). В промежуточных операциях получались растворы с концентрацией РЗЭ+У 12992 мкг/л из пробы графитовых сланцев и 2412 мкг/л из пробы филлитовидных сланцев. Полной экстракции РЗЭ+У в конечный осадок на данном этапе исследований получить не удалось, однако на материале углеродистых сланцев верхненятыгранской свиты показана возможность их обогащения.

Таким образом, результаты наших исследований показывают, что графитовые сланцы верхненятыгранской подсвиты Мельгинского прогиба и мурандавской свиты Кимканского прогиба перспективны на обнаружение в них проявлений и месторождений редкоземельных элементов. Носителями минерализации в них являются фосфаты (ксенотим), обогащенные легкими лантаноидами и иттрием. Участки их повышенных концентраций маркируются зонами дробления и гидротермальной проработки. Обработка высокоуглеродистых пород гидрофторидом аммония позволяет обогатить исходный материал относительно РЗЭ на несколько порядков с возможностью последующего получения промышленно значимого продукта.

Литература

1. Карсаков Л.П., Змиевский Ю.П. Докембрийские комплексы Буреинского массива // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. С. 19-30.
2. Медков М.А., Крысенко Г.Ф., Эпов Д.Г. Гидрофторид аммония - перспективный реагент для комплексной переработки минерального сырья // Вестник ДВО РАН. 2011, № 5. С. 60-65.
3. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Медков М.А., Эпов Д.Г., Крысенко Г.Ф., Блохин М.Г., Е.В. Еловский. Распределение редкоземельных элементов в процессе обработки высокоуглеродистых пород гидрофторидом аммония // Докл. РАН. 2015. т. 460, № 3. С. 306-309.

ГЕОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ, СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЛОТОЯДНЫХ ДИНОЗАВРОВ (DINOSAURIA: THEROPODA) ИЗ ПОЗДНЕГО МЕЛА ПРИАМУРЬЯ

И.Ю. Болотский¹, Ю.Л. Болотский¹, У. В. Хао²

¹Институт геологии и природопользования, г. Благовещенск

² Исследовательский центр палеонтологии и стратиграфии Цзилиньского университета.
г. Чанчунь. Китай

Позднемеловые маастрихтские динозавровые фауны Приамурья известны научному сообществу более 100 лет. Ежегодные раскопки проводятся на крупнейших в регионе местонахождениях – Благовещенское и Кундурское (Россия), а также Лунгушань и Улага (Китай). В течении 25 лет исследований, извлечена большая коллекция окаменелостей. Опубликованы описания остатков различных динозавров, крокодилов, черепах, млекопитающих.

Установлено, что в маастрихте (67-65 млн. лет назад) Приамурья доминировали крупные растительноядные динозавры из семейства Hadrosauridae, которые также встречаются во многих местонахождениях по всему миру. Описаны новые для науки роды и виды представителей этой группы [5, 6, 11, 12, 13]

Помимо многочисленных и хорошо сохранившихся остатков гадрозавров, обнаружены остатки плотоядных динозавров различной систематической принадлежности, в основном представленные изношенными зубами с резорбированной корневой частью (рис. 1). Посткраниальный материал очень редкий и представлен когтевыми фалангами, метакарпaliaми, фрагментами берцовых костей и отдельными позвонками. Нельзя игнорировать эти находки только лишь по причине их фрагментарности, так как существуют методики, которые позволяют получать важную морфологическую и палеобиогеографическую информацию даже на основе отдельных зубов [4,9,10] и элементов посткrania.

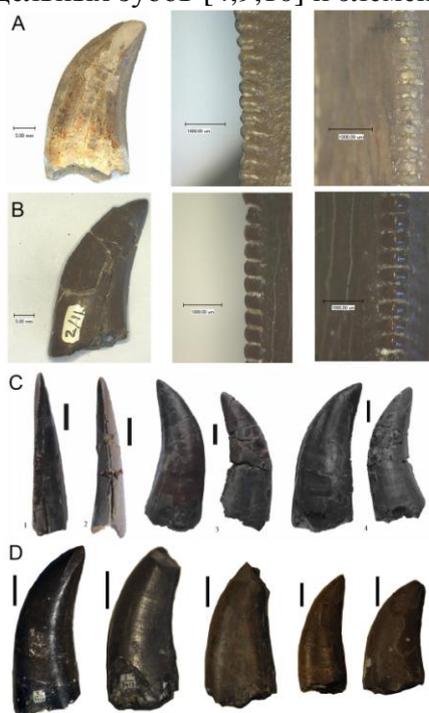


Рис. 1 Зубы тираннозаврид из позднемеловых отложений бассейна р. Амур.

А – Зуб из Благовещенского местонахождения. Масштаб 1 см. На фото пильчатых гребней 1 мм.; В – Зуб из Кундурского местонахождения. Масштаб 1 см. На фото пильчатых гребней 1 мм.; С – Зубы из местонахождения Лунгушань. Масштаб 1 см.; D – Зубы из местонахождения Лунгушань из коллекции А.Н. Рябина. Масштаб 1 см.

Первые остатки теропод из позднемеловых отложений бассейна р. Амур представлены 9 изолированными зубными коронками различной сохранности, были обнаружены экспедицией под руководством препаратора Геологического комитета Н.П. Степанова в 1916 году. Сборы проводились на расположенном на правом берегу реки местонахождении Белые Кручи (сейчас Луньгушань, уезд Цзянь, Китай). Ленинградский ученый А.Н. Рябинин, в 1930 году, детально изучил эти находки [2]. Он выявил сходство описываемых зубов с таковыми у североамериканского рода *Albertosaurus*, и отнес их к новому виду *Albertosaurus periculosus*. В данный момент, этот таксон считается *nomen dubium*.

При изучении остатков плотоядных динозавров выяснилось наличие в позднемеловой динозавровой фауне Приамурья 4 форм плотоядных динозавров. Это представители семейства *Tyrannosauridae* (родственные одновозрастным *Tyrannosaurus* и *Albertosaurus* из Северной Америки и *Tarbosaurus* из Монголии) и дромеозавриды (*Dromaeosauridae*) (сходные по своему строению с североамериканским *Dromaeosaurus* и монгольским *Velociraptor*).

Тираннозавриды, крупные, бипедальные плотоядные динозавры. В экосистемах позднего мела Азии и Северной Америки занимали доминирующее положение. Известны по находкам целых скелетов, черепов и отдельных костных элементов. Наиболее часто встречаются изолированные зубы, которые выпадали у живых рептилий. Подобные остатки из местонахождений российского Приамурья хорошо изучены [1,3,7,8]. Предварительно описаны и китайские находки [14]. Проведено сравнение российских и китайских коллекций. Сравнивались соотношения между высотой коронки и ростро-каудальной длиной основания, толщиной сечения в основании, а также ширина зубчиков заднего пальчатого гребня.

Зубы тираннозаврид из местонахождения Луньгушань демонстрируют размерное и морфологическое сходство с образцами из Благовещенска и Кундура, являясь чуть более массивными у основания. Это, вместе с предполагаемой синхронностью местонахождений [15,16,17], а также их близким географическим расположением указывает на возможное родство между российскими и китайскими тираннозавридами. В отличие от гадрозавров, которые в местонахождениях Приамурья представлены различными родами [11], тираннозавриды, вероятно принадлежали одному роду. Возможно, новые находки смогут подтвердить предположение А.Н. Рябинина о принадлежности описанного им материала к роду *Albertosaurus*.

Проведенные исследования являются лишь первым этапом в совместном с китайскими коллегами изучении комплекса плотоядных динозавров из позднего мела Приамурья. Данные по тираннозавридам будут дополнены результатами сборов 2016 года, которые насчитывают 20 изолированных зубных коронок. Ожидают описания элементы посткrania, представленные хвостовыми и шейными позвонками, костями передних и задних конечностей, а также когтевыми фалангами. Ведется исследование остатков принадлежащих представителям других семейств тероподных динозавров: дромеозавридам и троодонтидам.

Комплексы теропод из позднего мела Приамурья могут включать в себя формы характерные как для Азии, так и для Северной Америки. В то же время, в синхронных динозавровых фаунах разных континентов наблюдаются и существенные различия. В отложениях Северной Америки остатки гадрозавров очень редки (*Edmontosaurus*), а господствующее положение занимают цератопсы и анкилозавры, остатки которых в Приамурье, за небольшим исключением, отсутствуют. С другой стороны, по отношению к динозавровым местонахождениям Азии, находящимся южнее и западнее (Китай, Монголия, Средняя Азия, Казахстан), приамурская фауна выглядит крайне обособленной, хотя никаких крупных барьеров палеогеографические реконструкции не предполагают.

Изучение комплексов плотоядных динозавров из позднемеловых отложений бассейна р. Амур позволит углубить наши представления о палеоэкосистемах данного региона, приблизиться к пониманию причин вымирания данной группы организмов, их относительно редкой встречаемости в костеносных отложениях, различия в синхронных динозавровых фаунах разных континентов, несмотря на периодически возникавшую связь через Берингийскую сушу.

Вышеуказанные проблемы являются важными для понимания древнейшей истории и закономерностей геологического развития приамурского региона в конце мелового периода (маастрихтский век).

Литература

- [1] Болотский И.Ю. Зубы тираннозаврид из маастрихта Приамурья. Современная палеонтология: классические и новейшие методы -2009. ПИН РАН. Москва, 2009. с. 83-88
- [2] Рябинин, А.Н. К вопросу о фауне и возрасте динозавровых слоёв на р.Амур // Зап. Русск. Минерал. о-ва. – Ленинград, 1930. – №1 – С. 41-51.
- [3] Alifanov, V. R., and Bolotsky, Y. L. 2002. New data about the assemblages of the Upper Cretaceous carnivorous dinosaurs (Theropoda) from the Amur Region. In: Cretaceous continental margin of East Asia: stratigraphy, sedimentation, and tectonics (Kirillova, G. L. ed.). Khabarovsk: Unesco-IUGS-IGCP, 25-26.
- [4] Baszio S. 1997. Investigations on Canadian dinosaurs: systematic palaeontology of isolated dinosaur teeth from the Latest Cretaceous of south Alberta, Canada. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 196:33–77.
- [5] Bolotsky, Y. L., and Kurzanov, S. K. 1991: The hadrosaurs of the Amur Region [in Russian]. In: Geology of the Pacific Ocean Border. Blagoveschensk: Amur KNII, 94-103.
- [6] Bolotsky, Y. L., and Godefroit, P. 2004: A new hadrosaurine dinosaur from the Late Cretaceous of Far Eastern Russia. *Journal of Vertebrate Palaeontology*, 24: 354-368.
- [7] Bolotsky I.Yu. 2009. Tyrannosaurid teeth from Maastricht of Amur region. *Modern Paleontology: classical and new methods*. Moscow:PIN RAS, p. 83-88.
- [8] Bolotsky I.Yu. On paleoecology of carnivorous dinosaurs (Tyrannosauridae, Dromaeosauridae) from Late Cretaceous fossil deposits of Amur region, Russian Far East // *Global Geology*, vol. 14. №1. Changchun, China 2011. p. 1-6,14.
- [9] Currie P.J., Rigby J.K. Jr, Sloan R.E. 1990. Theropod teeth from the Judith River Formation of southern Alberta, Canada. In: Carpenter K, Currie P.J., editors. *Dinosaur systematics: perspectives and approaches*. Cambridge: Cambridge University Press. 107–125.
- [10] Fiorillo A.R., Currie P.J.. 1994. Theropod teeth from the Judith River Formation (Upper Cretaceous) of south-central Montana. *J Vertebrate Paleontol* 14: 74–80.
- [11] Godefroit P. J. Van Itterbeeck, P. Lauters, Y. L. Bolotsky, Z.-M. Dong, L.-Y. Jin, S.-Q. Zan, S. Hai, and T. Yu. 2009 Latest Cretaceous hadrosaurid dinosaurs from Heilongjiang Province (P.R. China) and the Amur Region (Far Eastern Russia) // *Actas de las IV Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno Salas de los Infantes, Burgos*. pp. 91-120.
- [12] Godefroit, P., Bolotsky, Y. L., and Van Itterbeeck, J. 2004. *Amurosaurus riabinini*, a Late Cretaceous lambeosaurine dinosaur from Far Eastern Russia. *Acta Palaeontologica Polonica* 49 (4): 585–618.
- [13] Godefroit, P., Bolotsky, Y.L., and Bolotsky, I.Y. 2012. Osteology and relationships of *Olorotitan arharensis*, a hollow-crested hadrosaurid dinosaur from the latest Cretaceous of Far Eastern Russia. *Acta Palaeontologica Polonica*. vol.57. No. 3, 2012 Warszawa, p.527-560
- [14] Lu J.C., Han J.X. 2012. The discovery of Late Cretaceous Theropod Dinosaur Teeth from Jiayin area, Heilongjiang Province and Its Significance. *Acta Geologica Sinica*. Vol. 86. No 3: 363-370.
- [15] Markevich, V. S., and Bugdaeva, E. V. (2001a): Chapter 5: Correlation of the Upper Cretaceous and Palaeogene plant-bearing deposits of the Russian Far East. In: *Flora and dinosaurs at the Cretaceous-Paleogene boundary of Zeya-Bureya Basin; IGCP project 434* (Bugdaeva E. V. ed.) Vladivostok: Dalnauka, 79-96.
- [16] Markevich, V. S., and Bugdaeva E. V. (2001b): The Maastrichtian flora and dinosaurs of the Russian Far East. In: Goodman, D. K., and Clarke, R. T. (eds.). *Proceedings of the IX International Palynological Conference, Houston, Texas, USA, 1996*. AASP Foundation, 139-148.
- [17] Sun Ge, Akhmetiev M., Markevich V., Ashraf A.R., Bugdaeva E., Godefroit P., Bolotsky Yu., Dong Z.M., Golovneva L., Yang H.X., Sun C.L., Sun Y.W., Quan C., Kodrul T., Kezina T., Johnson K., Nishida H., Dilcher D.L., Harding I. Chen Y.J. 2011. Late Cretaceous biota and the Cretaceous-Paleogene (K-Pg) Boundary in Jiayin of Heilongjiang, China. *Global Geology*. 14(3): 114-143.

ПРОБЛЕМЫ СОХРАНЕНИЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ АМУРСКОГО РЕГИОНА

И. А. Ермацанс

Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

Палеонтологические объекты в соответствии с классификацией, предложенной Всероссийским научно-исследовательским институтом (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), можно отнести к классу геологических памятников природы, палеонтологическому типу [1; 2, с. 43]. Закон РФ «О недрах» закрепляет положение о том, что «участки недр, представляющие особую научную и культурную ценность, могут быть объявлены в установленном порядке геологическими заповедниками, заказниками или памятниками природы или культуры» [3, с. 1592–1622]. Содержание понятия «естественнонаучное» (*natural-science*, от греч., *φύσις* лат. *natura* – природа), то есть «природное» наследие дано ЮНЕСКО в Конвенции об охране всемирного культурного и природного наследия (1972 г.) статье №2: «В настоящей Конвенции под "природным наследием" понимаются: природные памятники, созданные физическими и биологическими образованиями или группами таких образований, имеющие выдающуюся универсальную ценность с точки зрения эстетики или науки; геологические и физиогеографические образования и строго ограниченные зоны, представляющие ареал подвергающихся угрозе видов животных и растений, имеющих выдающуюся универсальную ценность с точки зрения науки или сохранения; природные достопримечательные места или строго ограниченные природные зоны, имеющие выдающуюся универсальную ценность с точки зрения науки, сохранения или природной красоты» [4].

То есть палеонтологические объекты, созданные «биологическими образованиями или группами таких образований имеют «выдающуюся универсальную ценность с точки зрения науки» [4] и должны сохраняться.

В российском музееведении под охраной памятников понимается «система правовых, организационных, финансовых, материально-технических и иных мер, направленных на сохранение и актуализацию наследия», что означает «выявление, изучение и учет памятников; обеспечение их сохранности (в т. ч. консервацию, реставрацию, приспособление для использования, научно-исследовательские, проектные и производственные работы)...» [5, с. 53].

В широком смысле под сохранением наследия подразумеваются несколько аспектов деятельности, с присущей каждому из них спецификой: правовой, физический, социальный. Сохранение в рамках правового аспекта предполагает придание палеонтологическому памятнику природы юридического статуса на местном (муниципальном, районном, областном, региональном и т. д.), федеральном, национальном, мировом уровнях. Физический аспект – проведение работ по консервации и реставрации. Сохранение в социальном аспекте – это сохранение исторической памяти об объектах естественнонаучного наследия, означающее изучение объекта; выявление информации, сопутствующей открытию и исследованию памятника; популяризацию результатов научных исследований.

Сохранение в физическом и социальном аспектах памятников палеонтологии – приоритетные направления деятельности естественнонаучного музея, имеющего собственные коллекции.

Исследование памятников палеонтологии включает различные методики, в том числе: раскопки; изучение местонахождений в отношении геологии, стратиграфии, тафономии, палеобиогеографии; изучение палеозоологических и палеоботанических коллекций в отношении морфологии, остеологии, кладистики, палеоневрологии и т. д.

Доминирующее положение в осуществлении подобных специальных исследований в нашем случае занимает палеонтологическая лаборатория Института геологии и

природопользования (ИГиП) Дальневосточного отделения Российской академии наук (ДВО РАН).

Деятельность палеонтологического музея (Амурский научный центр ДВО РАН), не имеющего собственных коллекций, сосредоточена преимущественно на исследовании истории палеонтологических объектов и популяризации, как самих памятников, так и результатов научных исследований, проводимых сотрудниками палеонтологической лаборатории и палеонтологического музея.

Исследования музея направлены на восстановление целостной картины исторического процесса палеонтологических исследований: выявление хронологии палеонтологических находок, роли отдельных персоналий, научных и иных обществ, учреждений и организаций в данном процессе; поиск документов, фотографий и иных предметов, которые могут проиллюстрировать историю исследований, а также открытия в области палеонтологии.

Предварительные работы с электронными ресурсами Санкт-Петербургского филиала архива РАН (СПбФ АРАН), Государственного архива Амурской области (ГААО), Государственного архива Хабаровского края (ГАХК, г. Хабаровск), Российского государственного исторического архива Дальнего Востока (РГИА ДВ, г. Владивосток) позволили выявить интересные материалы в фондах данных архивов. В процессе непосредственной работы с фондами этих архивов, а также библиотечными и музейными материалами (Амурского областного краеведческого музея им. Г.С. Новикова-Даурского, областной научной библиотеки им. Н.Н. Муравьева-Амурского, библиотеки ИГиП ДВО РАН (г. Благовещенск, Амурская область); Хабаровского краевого музея им. Н.И. Гродекова, Дальневосточной государственной научной библиотеки (г. Хабаровск, Хабаровский край) и другими) были выявлены новые и уточнены уже известные данные, связанные с историей динозавровых местонахождений Белые Кручи (Цзяинь), Асташихинское, Благовещенское в Приамурье.

В целом получило развитие биографическое направление истории науки, связанное с исследованием жизни и творчества известных ученых. Так, мы смогли **ознакомиться с неопубликованным до сих пор путевым дневником Анатолия Николаевича Рябинина** (1874-1942), выдающегося российского и советского геолога, палеонтолога, крупнейшего в России и СССР специалиста в области ископаемых позвоночных (рыб, амфибий, рептилий и птиц). Он умер во время блокады в Ленинграде. Путевой дневник [6] ученый вел в 1924 г. во время заграничной поездки в Германию, Бельгию, Англию с целью получения сравнительного материала для реконструкции динозавра, костные остатки которого были обнаружены во время палеонтологических раскопок на местонахождении Белые Кручи (правый берег Амура) в 1916-1917 гг. **Первым из российских ученых он выполнил реконструкцию динозавра, названного манчжурозавром амурским (*Mandschurosaurus amurensis*)** [7].

Таким образом, изучение палеонтологических объектов помогает раскрыть различные стороны их значимости и для естественных наук (геологии, палеонтологии), и для гуманитарных (истории). Использование специфического для данных наук средств и методов исследования обеспечивает процесс сохранения самих палеонтологических памятников Амурского региона, а также того интеллектуального наследия, которое создается в процессе их изучения.

Литература

1. Лапо А.В. Критерии выявления объектов геологического наследия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий: Материалы IV Республиканской геологической конференции, 2001 г., Уфа [сб. докл.]. Уфа: Институт геологии Уфимского научного центра, 2001. Т. 1. Вопросы геологии, геологические памятники, геоэкология. С. 277–279.
2. Пухонто С.К. Геологические памятники — объекты интеллектуального и научного наследия // Геолого-палеонтологические памятники Красноуфимска: актуальные проблемы охраны и изучения: Материалы палеонтологического музейного коллоквиума «Объекты палеонтологического и геологического наследия», 2013 г., Красноуфимск [сб. докл.]. Красноуфимск: Красноуфимский краеведческий музей. 2013. С. 40-50.

3. Закон РФ «О недрах» // Собрание законодательства РФ. 1995. № 10. С. 1592–1622.
4. Конвенции об охране всемирного культурного и природного наследия. ЮНЕСКО, 1972. [Электронный ресурс]: <http://nasledie.org.ru/legalbase/konvencziya-ob-ohrane-vsemirnogo-kulturnogo-i-prirodnogo-naslediya>
5. Словарь актуальных музейных терминов. Виртуальный музей // Музей. 2009. № 5. С. 47-68.
6. Рябинин, А.Н. Из заграничного дневника 1924 г. (Германия – Бельгия - Англия): Очерк, путевые дневники // СПФ АРАН. Фонд 732, оп. 1, д. 82.
7. Рябинин, А.Н. *Mandschurosaurus amurensis* nov. gen. nov. sp., верхнемеловой динозавр с р. Амура // А.Н. Рябинин. - Ленинград : Светоч, 1930а. - Вып. 2. - 36 с

ИНДИКАТОРНАЯ ФУНКЦИЯ ФОССИЛИЙ В ОПРЕДЕЛЕНИИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ

А.А. Киселева, В.И. Рождествина, Н.Ю. Леусова

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Ископаемые угли - биогенная горная порода. Одним из важнейших вопросов является определение источников вещества (растений углеобразователей) и реконструкция палеоклиматических условий угленакопления. Теория о происхождении углей из растений через стадию образования торфа нередко ставится под сомнение, с отрицанием растительного вклада в процесс углеобразования [1, 2]. В связи с этим, исследования, направленные на определение генетических процессов накопления и преобразования органического вещества угля, являются актуальными и фундаментально значимыми. Авторы проводят систематические комплексные исследования растений углеобразователей с использованием различных методов инструментального анализа: оптическая и электронная микроскопия, рентгеноспектральный микроанализ, газовая и жидкостная хроматография. Исследования проведены в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН. В работе исследовались современные растения болот (древесные лиственные и хвойные, травянистые), торф (моховой очес верховых и низинных болот, образцы отобраны с глубины 0.3 м, 0.2 м и верховые побеги мха), миоценовые мягкие бурые угли Сергеевского месторождения и палеоценовые бурые угли Ерковецкого месторождения.

Исследование молекулярного состава углеводородов проводилось на газовом хроматографе Agilent 6890 N, оснащенном пламенно-ионизационным детектором и капиллярной колонкой HP-5 (30 м × 0.25 мм × 0.25 мкм) в режиме программирования температуры от 100 °С до 320 °С, со скоростью нагрева 10 °С/мин. Биоматериал сушили в сушильном шкафу при температуре 50 °С, измельчали в порошок, растворимое органическое вещество экстрагировали хлороформом, извлечение углеводородной фракции осуществляли методом жидкостно-адсорбционной хроматографии на колонках с Al_2O_3 .

Во всех исследуемых объектах обнаружены n-алканы гомологического ряда от $C_{17}H_{36}$ до $C_{33}H_{68}$. Исследованные растения различаются содержанием и индивидуальным набором n-алканов. Например, в сфагнуме преобладает n-алкан C_{23} , в шейхцерии – C_{27} , в осоке – C_{29} , в пушице – C_{31} , в древесных лиственных растениях доминируют нечетные n-алканы C_{25} , C_{27} , C_{29} и C_{31} , при этом максимальное количество n-алканов содержится в листьях, по сравнению с другими частями растения. Характерной особенностью хвойных растений, в отличие от лиственных, является присутствие на хроматограмме помимо алканов большого количества других компонентов, вероятно, соединений смол.

Алканы в битумоидах верхового торфа представлены гомологами C_{16} – C_{26} , с преобладанием гомолога C_{23} , свидетельствующего о высоком вкладе сфагнума. Хроматограммы, полученные от битумоидов низинного торфа, имеют двумодальное распределение, свидетельствующее о полигенности органического вещества. Алканы в битумоидах миоценовых углей представлены гомологами C_{17} – C_{31} . Доминируют $C_{29}H_{60}$ (нонакозан) и $C_{31}H_{64}$ (гентриаконтан), источником образования которых являются высшие растения. Подошва угольного пласта, вероятно, формировалась в водных условиях, так как здесь повышена концентрация $C_{17}H_{36}$ (гептадекана), основным биологическим источником которого являются цианобактерии и водоросли. Алканы в битумоидах палеоценовых углей Ерковецкого месторождения представлены преимущественно высокомолекулярными гомологами C_{23} – C_{33} , с заметным преобладанием нечетных n-алканы. Что указывает на существенный вклад в образование угля высших древесных растений. Максимум концентрации во всех образцах приходится на $C_{25}H_{52}$ (пентакозан). При этом концентрация $C_{25}H_{52}$ возрастает от подошвы к кровле пласта, это свидетельствует об увеличении вклада древесных растений в

процессе накопления органической массы. В этом же ряду увеличиваются концентрации и других высокомолекулярных n-алканов с числом углеродных атомов C27, C29, C31, C33, источником образования которых являются высшие растения.

Изопреноидные алканы - пристан и фитан, присутствующие в углях [3, 4], в растениях не обнаружены. Пристан и фитан не содержатся в растениях, так как образуются из хлорофилла в результате реакции гидролиза. В восстановительной (бескислородной) обстановке образуется фитан, а в окислительной (кислородной) – пристан [5]. Таким образом, по соотношению этих биомаркеров можно судить об условиях углеобразования. Условия образования Ерковецких углей – преимущественно окислительные [3, 4], характерные для седиментации осадков с наземным органическим веществом, источником органического вещества углей послужили преимущественно древесные растения. Условия образования Сергеевских углей – в большей степени восстановительные [3, 4], угли формировались в условиях небольших мелководных озер, периодически затопляемых болотно-луговых территорий. Источником органического вещества углей послужили преимущественно водные высшие и низшие растения.

Вторым важным индикатором являются растительные микрофоссилии, называемые фитолитами – частицы кремнезема, образующегося в различных частях растений. К ним относятся частицы, продуцируемые древесными и травянистыми растениями, мхами, скелетные структуры диатомовых водорослей, цисты золотистых водорослей и прочие биоминеральные образования.

Фитолиты встречаются у многих растений в листьях, междоузлиях и чешуях, при этом их морфоструктура, образованная в процессе минерализации и определяемая анатомическим происхождением, может отличаться в зависимости от органа растения, однако легко идентифицируется. Фитолиты являются более стойкими, чем пыльца и споры сосудистых растений, к разрушению; существенно варьируют по размерам и форме на разных таксономических уровнях; обладают большей, чем другие органические остатки растений, плотностью; сохраняют свою морфологию, после того как растение отмирает; весьма ограниченно переносятся ветром или потоками воды и остаются рядом с материнским растением после его разложения. Они хорошо сохраняются в почвенных горизонтах без консервации в течение длительного времени. Все это позволяет наряду со спорами и пылью широко использовать их для стратификации и датирования растительности прошедших эпох. Для определения принадлежности фитолитов к роду или виду растений используются индикаторные группы растений с аналогичными характеристиками и требованиями к экологии. Некоторые морфотипы являются общими для широкого диапазона представителей флоры.

В ранее-миоценовом мягком буром угле Сергеевского месторождения нами определены 7 категорий морфотипов согласно классификации Fredland and Tieszen (1994), которые продуцируются подсемействами *Panicoideae*, *Pooideae*, *Cloridoideae*. В ансамбле фитолитов встречаются и морфотипы, которые достаточно трудно описать, и они, вероятно, представлены двудольными растениями как травянистыми, так и древесными формами.

Подсемейство *Panicoideae*: Основные морфотипы представлены следующими группами фитолитов: паникоидный тип, лопастной, зубчатые палочки (колючие клетки), характерны для подсемейств *Panicoideae* (Просовые) и *Arundinoideae* (Тростниковые). Паникоидный тип фитолитов продуцируется С4 растениями (фотосинтетический путь), которые произрастают в теплом и влажном климате. Подсемейство *Pooideae* (Мятликовые) представлено такими доминантными морфотипами как городчатые клетки. Фитолиты такого типа как седловидные формы характерны для подсемейства *Chloridoideae*.

Согласно работам Twiss (1992) и ряда других исследователей (Fredlund and Tieszen, 1997) комплекс растительных фитолитов отражает палеоклиматические изменения территории по соотношению распространения С3 и С4 типа растений. Данными авторами введены расчеты температурного коэффициента и индекса влажности:

$$\text{Температурный коэффициент (Тк)} = \frac{\text{Pooid}}{\text{Pooid} + \text{Panicoid} + \text{Cloridoid}} \times 100.$$

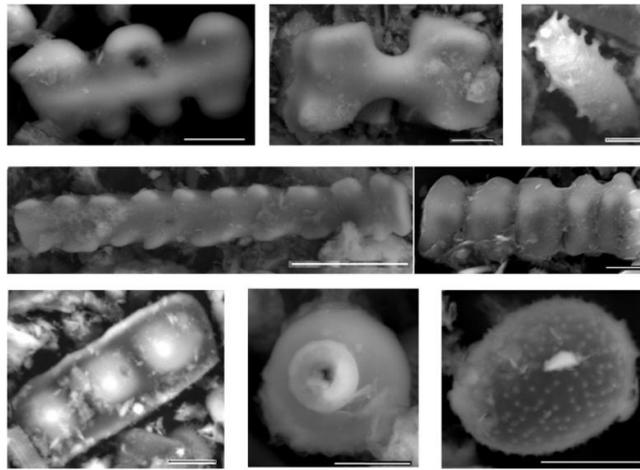


Рис.1 Главные морфотипы фитолигов из бурых углей Сергеевского месторождения, метка 5 мкм
1 - лопастные; 2 - паникоидный тип; 3 - колючие клетки; 4, 5 - городчатые; 6 - седловидные; 7,8 - цисты золотистых водорослей

Большие значения характеризуют холодный климат в высоких широтах или высотность (где преобладают СЗ растения), низкие величины предполагают теплый климат низких широт или низменность. Подобно данному коэффициенту вводится еще индекс влажности как отношение *Chloridoid* к сумме *Chloridoid* и *Panicoid* фитолигов:

$$\text{Индекс Влажности (ИВ)} = \frac{\text{Chloridoid}}{\text{Chloridoid} + \text{Panicoid}} \times 100$$

Значения близкие к 100 предполагают аридный климат, тогда как низкие величины показывают очень влажный климат (табл. 1).

Таблица 1. Соответствие типа климата температурному коэффициенту и индексу влажности [8]

Значение Индекса	Температура/климат	Влажность/климат
10	Очень теплый	Очень влажный
20	Теплый	Влажный
25	Умеренный	Субаридный, с выраженной сезонностью
30	Умеренный	Субаридный, с выраженной сезонностью
40	Умеренный	Аридный
50	Холодный	Аридный
60	Очень холодный	Аридный
70	Очень холодный	Аридный

Нами получены следующие соотношения распределения типов фитолигов угольного пласта: паникоидный тип фитолигов показал высокую относительную обильность ($\approx 70\%$), тогда как мятликовые и хлорисовые $\approx 20\%$ и 10% соответственно. На основании этих данных выведены расчетные значения температурного коэффициента и индекса влажности, свидетельствующие в пользу очень теплого и влажного климата:

$$T_k = \frac{10}{10+70+20} \times 100 = 10; \text{ ИВ} = \frac{10}{10+70} \times 100 = 12,5.$$

Накопление клетками кремния, как правило, происходит во влажной среде обитания. Такие сведения приводят китайские ученые [6] постулирующие данный факт для сильно окремненных растительных клеток (например, таких как веерообразных, квадратных, прямоугольных, удлинённых и т.д.), в аридном климате, как правило, накопление кремния не происходит.

Состав растений подтверждает, что условия образования создавались преимущественно в озерных фашиальных или речных обстановках внутриконтинентальной седиментации. Наличие фитолигов покрытосеменных растений в этих отложениях – еще одно свидетельство молодости угольного пласта.

Таким образом, определены основные типы растений – углеобразователей - продуцентов фитолигов: семейства *Panicoideae*, *Pooideae*, *Cloridoideae*; реконструированы региональные аспекты изменения окружающей среды, сделан вывод, что формирование угольного пласта в миоценовый период происходило во влажном теплом (гумидном) климате. Данные согласуются с полученными нами ранее, где рассмотрен диатомовый комплекс данного месторождения.

Обилие пресноводных или слегка солоноватоводных видов диатомовых водорослей позволяет говорить о том, что в существовал водоем с застойными водами. Наличие золотистых водорослей также свидетельствует в пользу развития болотных растительных сообществ на данной территории.

Растительные фоссилии сохраняются не только в виде фитолитов, но и в результате минерализации исходной растительной ткани с сохранением структурных особенностей. На рисунке 2 представлены микрофотографии шлифов угольных образцов Ерковецкого и Сергеевского месторождений. Описанные выше результаты и сделанные на их основе выводы имеют высокую сходимость с данными, полученными при изучении особенностей микростроения угольных аншлифов.

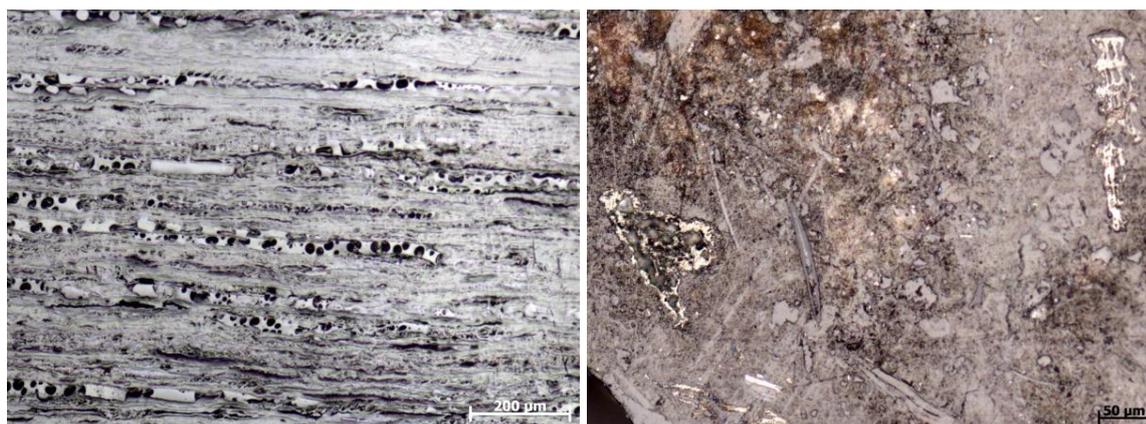


Рис.2 Микростроение углей: сосудистая строение фоссилизированной древесины Ерковецкое месторождение (а), бесструктурная масса с выделением микрокомпонентов сосудистых растений, остатков диатомовых водорослей, фромбидов пирита Сергеевское месторождение (б)

Микрокомпоненты углей Ерковецкого месторождения нередко характеризуются наличием фоссилизированной древесины с хорошо сохранившейся структурой сосудистой ткани. Здесь же нередко отмечают микрокомпоненты, строение которых позволяет заключить, что они относятся к различным видам травянистых растений. В аншлифах Сергеевского месторождения преобладает бесструктурная масса с локальными микрокомпанентами. Такое строение обусловлено формированием угля из торфяной массы, болотистой растительности. Ближе к подошве угольного пласта появляются диатомовые водоросли, активизируется процесс пиритизации (фрамдоидальный пирит и пиритизация отдельных структурных единиц).

Литература

1. Деменкова Л.Г., Игишева А.Л. Каменный уголь: состав, строение, теории образования // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2014. №3-2. С. 392-395.
2. Трощенко В.В. О механизме накопления первичного материала ископаемых гумусовых углей и угленосных формаций // Вестник Адыгейского государственного университета. Сер.: Естественно-математические и технические науки. – 2011.-Вып.2.-С.74-87.
3. Киселева А.А., Рождествина В.И. Угольные фитоцинозы: молекулярный и электронно-микроскопический анализ// Успехи наук о жизни. 2013. № 6. С. 50-65.
4. Киселева А.А., Рождествина В.И., Сорокин А.П., Леусова Н.Ю. Палеорекострукция условий угленакопления Сергеевского бурогоугольного месторождения // Вестник АмГУ, выпуск 67, 2014, С. 145-150.
5. Гусева А.Н., Соболева Е.В. Практикум по геохимии горючих ископаемых: Уч. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – 136 с.
6. Qinhu J. Phytolith assemblages and their implications from cal soils of Yingyang site in Dengfeng County, Henan Province // Chinese Science Bulletin. 1997. Vol.42., N.1. P. 57-61.
7. Twiss P.C, Suess E, Smith R.M. Morphological classification of grass phytoliths // Proc Soil Sci Soc Am. 1969. Vol.33, P. 109-115.
8. Twiss P.C. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths // Plenum Press, New York. 1992. P.113-127.

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ БАРГУЗИНСКОГО РИФТА (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец^{1,2}, Р.Ц. Будаев¹

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

²Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

Развернувшееся в последние годы интенсивное туристско-рекреационное развитие территории Восточного Прибайкалья требует дальнейших исследований новейшего рифтогенеза. Проектирование зданий и инженерно-технических коммуникаций в Туркинской особой экономической зоне невозможно без учета неотектонических данных и истории позднекайнозойского геологического развития района, запечатленных в осадочных толщах межгорных депрессий. Район исследований расположен в ЮЗ части Баргузинской ветви Байкальской рифтовой зоны, относится к краевой ступени и имеет блоковое строение. Здесь протягивается цепь небольших отрицательных морфоструктур, которые по своему развитию, глубине залегания фундамента, структурному положению, конфигурации, степени морфологической выраженности и сейсмическому режиму относятся к инфантильным структурам [1]. Это – Налимовская, Нижнетуркинская, Котокельская, Зезивандинская и Максимихинско-Безымянская впадины.

Система докайнозойских дизъюнктивных нарушений района является древней и довольно сложной. Они имеют широкое распространение на исследованной площади и сыграли существенную роль в формировании тектонических структур. Несомненно, что многие разрывные нарушения заложены в архей-протерозойское время, обновлялись в последующие эпохи и, особенно, в мезозойское и кайнозойское время. Установлено, что для Баргузинского рифта и его горного обрамления характерна диагональная ориентировка древних главных разломов по отношению к кайнозойским морфоструктурам I порядка [2]. Морфоструктуры II порядка ориентированы субпараллельно древним системам разломов.

Нами установлено мелкоблоковое строение исследованной площади, а также выделены два крупных сегмента земной поверхности с разной интенсивностью неотектонических движений, разделенных долиной р. Турка. Северный сегмент расположен между Усть-Баргузинской впадиной и долиной р. Турка. Здесь преобладают разломы СВ ориентировки, ограничивающие узкие протяженные блоки и имеющие в плане «клавишный» рисунок, созданный горными массивами хр. Безымянный, Черная Грива и Голондинский, разделенных широкими долинами рек Максимиха, Безымянная, Налимовка, Братская, Пазуха, Левая Максимиха. По данным [3], плоскости сместителей сбросов хр. Черная Грива падают на СЗ, а в хр. Безымянном – на ЮВ. Рассматриваемые разломы были заложены в раннепалеозойское время и в последующем неоднократно обновлялись. Окончательное оформление их связано, вероятно, с формированием рифтовых впадин байкальского типа. Южный сегмент рассматриваемой площади имеет мозаичный рельеф, ступенчато повышающийся в ЮВ направлении к водоразделу хр. Улан-Бургасы. Мозаичность рельефа обусловлена густой сетью разломов-блокразделов нескольких направлений, с зонами надразломных опусканий вдоль отдельных из них. Здесь большую рельефообразующую роль играют разломы СЗ ориентировки. Установлено, что на участках их сближения и в разломных узлах отмечаются блоки земной коры, проявляющие тенденцию к опусканию с амплитудами от 100 до 400 м.

Налимовская впадина имеет северо-восточную ориентировку, воронкообразно сужается вверх по течению р. Налимовка на 17–18 км, наиболее широкая ее часть вытянута вдоль берега бухты Безымянной оз. Байкал на 6.5 км. Для познания неоплейстоценовой истории развития изучаемой депрессии наибольший интерес представляют разновозрастные поверхности ее днища озерного и озерно-речного генезиса.

VII эрозионно-аккумулятивный уровень (ЭАУ) высотой 120–140 м залегает в виде неширокой полосы, размытой сетью эпизодических водотоков, вдоль подножья хр. Черная

Грива. Сложен субгоризонтально-слоистыми мелко-среднезернистыми песками (средневзвешенный диаметр частиц $x=0.36-0.44$), из которых получена абсолютная дата на основе радиотермолюминесцентного (РТЛ) метода (1000000 ± 90000 , ГИН СО РАН-399, поздний эоплейстоцен). Коэффициент вариации определяет происхождение осадков ($v=0.52-0.64$) как аквальное и принадлежит полю совмещения аллювиального и лимнического генезиса. По палеогидрологическим данным их накопление совершалось в слабопроточных неглубоких (до 2 м) озерных водоемах с умеренным динамическим режимом потоков, транспортировавших сюда наносы. Палеореки имели равнинный (число Фруда $Fr \leq 0.1$) тип натуральных блуждающих русел в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды.

VI ЭАУ ранне-среднеплейстоценового возраста (60–80 м) распространен вдоль северо-западного склона хр. Черная Грива и, ввиду размыва, состоит из разобщенных участков. Выполнен субгоризонтально-, слабоволнисто- и наклонно-слоистыми мелко-среднезернистыми песками ($x=0.39-0.40$ мм). Коэффициент изменчивости ($v=0.68-0.70$) соответствует аллювиально-озерному генетическому типу. Условия среды осадконакопления этой толщи характеризуются наличием неглубоких устойчивых слабопроточных озеровидных объектов с сетью палеопотоков равнинного типа ($Fr \leq 0.1$). Фациальная природа данных осадков – преимущественно береговые, прибрежные фации лимнической, а также подгруппа русловых нестрекневых фаций речной макрофации.

В первой половине среднего неоплейстоцена произошло формирование V ЭАУ (40–50 м), поверхность которого приурочена к присклоновой части котловины со стороны хр. Черная Грива. Осадки представлены субгоризонтально-слоистыми с наклонными и слабоволнистыми маломощными прослоями мелко-среднезернистыми песками ($x=0.41-0.43$ мм). Набор фракций и их процентное содержание, и, следовательно, статистические и палеопотамологические характеристики не имеют существенных отличий от таковых их более высоких уровней депрессии, что является доказательством существования схожих обстановок седиментации, имевших место на исследуемой территории в данный промежуток квартера.

Значительно большее распространение в пределах расширенной части депрессии имеет IV ЭАУ (2-я половина среднего неоплейстоцена, 25–35 м). Изученное вещество являет собой песчаный материал мелко- ($x=0.42-0.45$) и крупно-среднезернистой структуры ($x=0.51-0.58$). Показатели коэффициента вариации ($v=0.55-0.69$) сопоставляются с полем смешения двух обстановок седиментации, но учитывая близость к Байкалу и тот факт, что они не превышают верхнего предела в 0.8 единиц для осадков лимнического генезиса, данные пески следует считать озерными, накапливавшимися в высоко-динамичных условиях прибрежно-пляжевой фациальной зоны.

Позднеплейстоценовые III (15–25 м) и II (9–12 м) аккумулятивные террасы развиты широким фронтом вдоль берега Байкала на всем его протяжении. Сложены мелко- ($x=0.42-0.45$ мм) и крупно-среднезернистыми ($x=0.50-0.57$ мм) песками. Слоистость – маломощная, характер залегания субгоризонтальный, волнистый реже – косые серии обохренных гравелистых песков. Статистические параметры определяют некоторые различия динамики седиментационных бассейнов – более равновесная событийность периода аккумуляции осадков III террасы и повышенный в сравнении с ней энергетизм условий накопления осадков II террасы, связанный с возможным увеличением количества свободной воды в каргинское межледниковье, что подтверждается РТЛ-датированием этих отложений (>42000 л.н., ГИН СО РАН-396). Возраст осадков третьей террасы – ермаковский (>84000 л.н., ГИН СО РАН-397).

Таким образом, анализируя характер седиментогенеза Налимовской впадины, можно констатировать, что уже в позднем эоплейстоцене в котловине имел место озерный режим осадконакопления. Доставка материала осуществлялась небольшими водотоками равнинного типа, осаждение его происходило преимущественно в подводно-дельтовом положении. Схожие условия были характерны и на протяжении всего среднего неоплейстоцена – депрессия неоднократно становилась палеозаливом Байкала на всю ее длину типа современных сорос (заливов с малыми глубинами). Преимущественно лимнический характер носил процесс

осадконакопления в позднем неоплейстоцене – котловина до тектонического внутривпадинного порога, заливалась водами и, следовательно, представляла собой Налимовский палеосор.

Нижнетуркинская впадина занимает приустьевую часть нижнего течения р. Турка. В плане это сужающееся вверх по течению асимметричное субширотное понижение с довольно пологими бортами. Наиболее полный комплекс рыхлых отложений наблюдается на междуречье рр. Турка и Коточик. Это останцовый увал высотой 60–80 м с мелкохолмистой вершинной поверхностью и выположенными, местами с эрозионными врезами, склонами.

Гранулометрически осадки, слагающие этот массив, принадлежат к среднезернистым пескам с подчиненной ролью других разностей (мелко- и крупнозернистых). Текстура горизонтальная, отчетливо слоистая. В целом всей толще свойственна определенная литологическая однородность отложений в плане и по разрезу. Тектурные и структурные особенности указывают на водный характер переноса и отложения осадков, а почти ровный механический состав – о близких энергетических условиях среды седиментации. Согласно гидродинамическим показателям отложение происходило в мелководном проточном озеровидном водоеме (прибрежные фациальные обстановки).

Важным моментом в понимании условий среды седиментации является факт обнаружения в этих песках спикул губок двух семейств: губок материковых водоемов сем. *Spongillidae*: *Ephydatia fluviatilis* L., *Spongilla* sp. и эндемичных байкальских губок сем. *Lubomirskiidae* – *Lubomirskia baikalensis* Pall. (Dyb.) [3]. Наличие данных видов обосновывает аккумуляцию песчаных толщ в озерном водоеме, который имел генетическую связь с оз. Байкал. Физико-географические условия этого палеоводоема были сходными с условиями, имеющими место в современных байкальских сорах.

Котокельская впадина имеет в плане субмеридиональную овальную форму. Большая часть депрессии занята водами оз. Котокель, южный, суходольный сегмент Зезивандинским отрогом отделен от Зезивандинской депрессии. Слабонаклонное в сторону озера Котокель суходольное днище впадины выполнено разнообразным комплексом рыхлых осадков четвертичного возраста аквального (характерно наибольшее площадное распространение), коллювиального и эолового парагенетических рядов континентальных образований.

Эоплейстоцен-нижнелепесточеновые осадки слагают VII ЭАУ высотой 80–120 м, который прослеживается вдоль северо-западного подножья Зезивандинского отрога. Вскрытая верхняя часть толщи представлена субгоризонтально-слоистым алевритово-средне-мелкозернистым песком ($x=0.26$ мм). Параметры коэффициента изменчивости соответствуют интервалу $0.4 < v < 0.8$, который принадлежит области смешанного аллювиально-озерного генезиса. Формирование осадков происходило в неглубоком (до 1.5–2 м) лимническом слабопроточном постоянном водоеме. Диапазон зерен и повышенный суммарный процент алевритов (30–40%) указывает на отложение данных осадков в прибрежной полосе акватории озерных бассейнов с преобладанием береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации.

Ранне-среднелепесточеновый VI ЭАУ высотой 50–80 м распространен в виде широкой до 1.5–2 км полосы вдоль бортовой части Зезивандинской гривы и сложен псаммитовым материалом средне-мелкозернистой структуры ($x=0.27–0.32$ мм). По вертикали строение толщи невыдержанное, часты прослои и линзы темных илов, бурых тонкослоистых запесоченных суглинков, бурых, серых, пластичных голубовато-серых глин, отмечается интенсивное точечное и послойное обогащение окислами и гидроокислами железа, включения растительных остатков. Самым верхним горизонтам свойственен лессовидный облик. Коэффициент вариации песков ($v=0.5–0.7$) свидетельствует об аквальном смешанном характере бассейна седиментации с наличием проточных с малой глубиной лимнических объектов и поступательных с замедленными гидродинамическими показателями русловых потоков равнинного типа.

Большое площадное развитие на южном замыкании Котокельской впадины получили уровни седиментации, соответствующие формированию среднечетвертичного IV ЭАУ (25–35 м) и верхнечетвертичной III (17–25 м) террасы. Отложения данных уровней – мелко-среднезернистые пески ($x=0.32-0.36$) с субгоризонтальной, наклонной и волнистой слоистостью. Коэффициент вариации соответствует области неомогенного аквального генезиса. По палеогидрологическим данным глубины таких лимнических палеобассейнов не превышали 2–2.5 м. В фациальном отношении осадки IV–III террас отлагались в прибрежной полосе акватории мелководных проточных озерных водоемов с преобладанием береговых, прибрежных фаций лимнической макрофации при некотором участии речных фаций.

На рубеже эоплейстоцена – неоплейстоцена в котловине возник стационарный неглубокий слабопроточный озеровидный водоем, где наряду с доминированием лимнических условий седиментации в прибрежной полосе акватории имели место и речные, связанные с проникновением в бассейн аккумуляции палеоводотоков малоподвижного равнинного характера. Подобная обстановка просуществовала вплоть до начала среднего неоплейстоцена. В его первой половине происходила неоднократная деградация озерной системы с распадом ее на небольшие отдельные застойные объекты, в которых совершалось накопление болотных и озерно-болотных фаций (глинистые прослои и линзы с богатым содержанием органики в теле VI уровня). Причиной этого могла быть аридизация климата в горах Прибайкалья, результатом которой явилось ограниченное поступление воды, вследствие чего озеро небольшой впадины быстро деградировало. С конца среднего и до финала позднего неоплейстоцена во впадине вновь происходит реставрация преимущественно лимнической среды седиментации, так как в ее палеогидрологическом режиме не наблюдается резких отличий в ситуациях осадконакопления, свойственных IV и III уровням.

Зезивандинская впадина расположена юго-восточнее Котокельской впадины и представляет собой небольшой грабен, вытянутый в СВ направлении и дренируемый р. Кика и ее притоками – рр. Хаим и Зезиванда. ЮВ борт впадины прямой, четко выраженный, моделированный сбросом с амплитудой свыше 500 м. СЗ борт оформлен серией кулисообразных сбросов с меньшей амплитудой. Днище впадины слабо наклонное в СЗ направлении, ЮВ часть днища террасирована. Высота террас не превышает 15 м. Террасы сложены песками с линзами гравийно-галечного материала и супесей, в нижней части преобладают крупнообломочные валунно-галечные отложения с песчано-глинистым заполнителем. Возраст отложений определен на основании находки в них зуба мамонта (*Mammuthus primigenius* (Blum.)), согласно заключения Э.А. Вангенгейм, первой половиной верхнего неоплейстоцена [3]. По данным бурения, эти осадки подстилаются супесями и суглинками с примесью галек и валунов общей мощностью около 60 м, залегающими на структурной коре выветривания гранитов [5].

Максимихинско-Безымянская впадина расположена вдоль юго-восточного подножья Безымянского хребта и представлена небольшими по площади разобщенными мульдами, выполненными рыхлыми отложениями. В бассейнах рр. Безымянка и Левая Максимиха эти мульды заполнены грубообломочными делювиально-пролювиальными отложениями. В приустьевой части р. Максимиха распространена 10–12-метровая озерная терраса, сложенная переслаивающимися песчано-суглинистыми осадками, песками с горизонтальной и косой слоистостью, валунно-галечными отложениями. Эти материалы, несомненно, свидетельствуют о чередовании озерных и речных условий седиментации в период формирования осадков. По данным палинологического анализа установлено, что формирование озерной террасы началось в начале верхнего неоплейстоцена (казанцевское время) [5].

Таким образом, на основании неотектонических и литологических исследований можно утверждать, что контуры большинства впадин данного района имеют разломные ограничения, а их осадочное заполнение свидетельствует о времени активизации разломов, растянувшееся от эоплейстоцена до современности.

Литература

1. Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М. и др. Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. – М.: Наука, 1968. – 220 с.
2. Замараев С.М. и др. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне – Новосибирск: Наука, 1979. – 126 с.
3. Геологическая карта СССР. Лист N-49-XXV. Объяснительная записка. Составитель В.И. Давыдов. – М., 1983. – 95 с.
4. Мартинсон Г.Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции. Т. XIII. М., Изд-во АН СССР, 1951. С. 5-92.
5. Иметхенов А.Б. Позднекайнозойские отложения побережья озера Байкал. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1987. – 151 с.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ С ГОРИЗОНТАМИ ПАЛЕОПОЧВ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

В.Л. Коломиец^{1,2}, Р.Ц. Будаев¹, Д.Б. Андреева³

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

²Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

³Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, г. Улан-Удэ

Глобальное потепление климата и сопутствующие ему природные и антропогенные процессы стали в последние десятилетия одними из важных научных и социальных проблем современности. В числе основных процессов, связанных с развитием глобального потепления климата, является изменение увлажненности внутриконтинентальных районов. Они могут привести к его аридизации и связанного с ним процесса опустынивания. Поэтому ведущим направлением исследования аридизации современного климата и климатов недавнего геологического прошлого является изучение прямых показателей этих процессов – субаэральные образования, наиболее полно и достоверно отражающих природную обстановку эпох опустынивания. Они представляют собой парагенез лессов, почв, эоловых песков и эоловых форм рельефа. В эпохи аридизации происходило формирование дефляционных форм рельефа и аккумуляция лессов и эоловых песков, образующих покровы, дюны и другие положительные формы рельефа. В гумидные и семиаридные стадии происходило образование почв и аквальных осадков.

Наши исследования комплекса субаэральные образований проводились в Юго-Западном Забайкалье, охватывающем днища межгорных котловин, а также речные долины р. Селенга, и ее главных притоков – Чикоя, Хилка, Джиды, Уды и их водораздельные пространства.

В Усть-Селенгинской впадине ветровой эрозии подвержены речные и озерно-речные террасовые комплексы. Древние эоловые формы рельефа позднеплейстоценового возраста распространены на левобережье р. Селенга на поверхности высокой озерно-речной террасы, в районе сел Степной Дворец, Истомино и Исток. Значительные площади они занимают на правобережье р. Селенга, восточнее сел Шергино, Кудара и Оймур, где эоловым процессам подверглись поверхности высоких озерно-речных уровней и даже низкогорья.

На левобережье р. Селенга, в окрестностях с. Степной Дворец дефляционными процессами охвачена вторая надпойменная терраса Селенги высотой 8–10 м, где развиты котловины выдувания шириной от первых метров до 50–80 м и глубиной до 3–4 м, а также бугры навевания. На террасе произрастает разреженный сосновый лес, но остепненные участки подвержены эоловым процессам. В типичном разрезе «Бараний Мыс» одного из останцов террасы ниже современного почвенно-растительного слоя залегает покровный эоловый слой, представленный коричневато-серым мелкозернистым неслоистым песком мощностью до 0.4 м. Он перекрывает погребенную почву темно-серого цвета, обогащенную гумусом и обугленными растительными остатками. Погребенная почва, в свою очередь, подстилается слоем, состоящим из светло-коричневого мелкозернистого неслоистого песка мощностью до 0.4 м. Ниже залегают переслаивающиеся светло-коричневый тонкозернистый и серый мелко-среднезернистый хорошо промытые пески слабонаклонной и субгоризонтальной текстуры. Подобное строение имеют бугры навевания на левобережной 8–10-метровой террасе в окрестностях сел Творогово и Малое Колесово. Из погребенной почвы нами была получена радиоуглеродная дата 855±65 лет (СОАН-7676). В климатостратиграфической шкале голоцена этому времени соответствует окончание Средневекового теплого периода (1600–900 л. н.). Затем произошел этап похолодания (Малый ледниковый период, 880–350 л. н.), с которым, вероятно, связан следующий этап активизации эоловых процессов исследованного района.

В приустьевой части р. Кабанья распространены песчаные дюны высотой 8–9 м, осложняющие поверхности низких террас р. Селенга, в отдельных разрезах которых отмечаются до четырех горизонтов погребенных почв (разрез «Нюки»). Из этих почв получены

радиоуглеродные даты: 5010 ± 90 (граница атлантического и суббореального периодов голоцена, СОАН-8115), 2125 ± 55 (субатлантический период, СОАН-8114), 780 ± 60 (СОАН-8113) и 300 ± 50 лет (СОАН-8112). Третья дата подтверждает почвообразование в Средневековом теплом периоде и наступившим позднее этапе аридизации климата. Четвертая дата свидетельствует о кратковременности холодного периода, сменившегося периодом потепления и увлажнения: в начале XVIII в. климатические условия района изменились – стало значительно холоднее и суше, вновь активизировались дефляционные процессы.

В антецедентном отрезке долины р. Селенга, между Усть-Селенгинской и Иволгино-Удинской впадинами, на возвышенной террасе правого берега изучен разрез «Бурдуково». Глубина его около 5 м, он сложен аллювиальными и глинистыми наносами с пятью погребенными почвами, под нижним слоем обнаружен горизонт с большим количеством раковин моллюсков. Нами получены радиоуглеродные датировки всех погребенных почв, пересчитанные в системе CalPal (1800, 2800, 3600, 7100 и 15700 калиброванных лет). Поверхностная почва относится по международной классификации почв WRB к фayoзему, нижние слои имеют разную степень накопления гумуса и плотность, что свидетельствует о неравномерном процессе почвообразования. Слои сероватых песков с прослоями мощных гумусовых горизонтов свидетельствуют об интенсивном накоплении растительной биомассы в чередовании с эоловыми процессами в данном районе: в настоящее время на меридиональном отрезке р. Селенга между г. Улан-Удэ и с. Татаурово часты сильные ветра. Наши суждения подтверждаются данными по гранулометрическому составу почв, именно в сероватых слоях высока доля песка. Соотношение размера частиц в грансоставе четко коррелирует с данными стабильного изотопа $\delta^{18}\text{O}$. Впервые получены результаты стабильного изотопа $\delta^{18}\text{O}$ гемицеллюлозы, которые показали сильные отклонения в моносахаридах ксилозы и арабинозы в эоловых слоях исследуемых палеопочв. Известно, что изотопный состав кислорода контролируется двумя основными факторами: температурой и изотопным составом воды (осадками), в равновесии с которой они формируются. Соответственно можно сделать вывод о том, что во время накопления песчаных осадков климат был сухим и холодным и неблагоприятным для развития растительности. Во всем профиле содержание органического углерода (ТОС) варьирует с глубиной. Все значения по изотопам $\delta^{13}\text{C}$ находятся в диапазоне СЗ растения.

Данные по изотопу $\delta^{13}\text{C}$ выражены в виде сильно ломанной кривой и указывают на дифференцированную интенсивность процесса минерализации органического вещества в почвенном профиле. Алкановые исследования показали, что в исследуемом профиле насыщенные углеводороды представлены идентичными гомологическими рядами n-алканов. Это обстоятельство свидетельствует о единых механизмах их накопления в почве. Однако их долевые отношения интересны тем, что в процессе почвообразования в четвертом погребенном слое наблюдается всплеск сигнала С31, указывающий на высокий вклад органического материала травянистой растительности.

В Иволгино-Удинской впадине изучена верхняя часть толщи стратотипа кривоярской свиты до глубины 14 м в уступе высокого надпойменного уровня р. Селенги в районе ул. Прямой (г. Улан-Удэ; $51^{\circ}47'55''$ с. ш., $107^{\circ}36'15''$ в. д., абс. высота 570 м). Особенностью этой части разреза «Кривой Яр» является мощная, не менее 13.5 м, ветровая его переработка. Прерывистость эоловой деятельности зафиксирована наличием шести горизонтов погребенных почв. Изученные эоловые отложения по своим структурно-текстурным особенностям представлены восемью литологическими слоями.

1-й слой (интервал 0.25–1.5 м) выполнен мелкозернистым песком со слабовозметной субгоризонтальной слоистостью. Он содержит два горизонта погребенных почв на интервалах 0.65–0.70 м (радиоуглеродная дата 890 ± 45 лет; СОАН-8368) и 0.9–1.0 м (1340 ± 50 лет, СОАН-8369, субатлантик). 2-й слой (1.5–2.1 м) сформирован мелкозернистым песком (средневзвешенный размер частиц, $x=0.22$ мм) с неясно выраженной субгоризонтальной текстурой. 3-й слой (2.1–3.1 м) сложен неслоистыми алевритовыми ($x=0.17$) и алевро- ($x=0.16$)

мм) песками. Ниже данного литологического слоя имеет место третий горизонт погребенной почвы (интервал 3.10–3.25 м – 2735±75 лет; СОАН-8370, финал суббореала).

На глубине от 3.25 до 8.5 м разрез представлен неслоистыми мелкозернистыми песками 4-го слоя, подстилающимися на интервале 8.50–8.65 м горизонтом погребенной почвы (5060±155 лет, СОАН-8371, рубеж суббореала и атлантика). В строении 5-го слоя (8.65–9.2 м) принимают участие субгоризонтально-слоистые средне-мелкозернистые пески ($x=0.25$ мм). 6-й слой (9.2–10.3 м) состоит из алевропеска ($x=0.16$ мм) субгоризонтальной тонкой текстуры. Разделом между 6-м и 7-м литологическими слоями является пятый горизонт погребенной почвы (10.30–10.45 м – 7620±180 лет, СОАН-8372, начальная фаза атлантического периода).

7-й слой (10.45–11.2 м) представлен неслоистыми песчаными алевритами ($x=0.09-0.10$) и алевритами ($x=0.08$ мм). Наиболее мощный горизонт погребенных почв (11.2–11.8 м) сформировался в бореальный период голоцена (9870±245 лет, СОАН-8373). На глубине 11.8–13.5 м (8-й слой) залегают мелкозернистые ($x=0.21-0.22$ мм) пески с плохо выраженной субгоризонтальной слоистостью. Толща подстилается (13.5–14.1 м) алевритовыми песками ($x=0.18$ мм) с четко выраженной субгоризонтальной текстурой комплексного озерно-речного генезиса.

В этой впадине в 1.5 км к юго-западу от пос. Силикатный (юго-западная промышленная зона г. Улан-Удэ) до глубины 4.3 м изучен подгорный шлейф, содержащий от пяти до семи горизонтов погребенных почв, которые характеризуются невыдержанным простираем. Из двух самых устойчивых по мощности и залеганию (1.0–1.4; 3.0–3.6 м) слоев получены радиоуглеродные датировки 1695±95 лет (СОАН-8375), 6195±20 лет (СОАН-8374), указывающие на их формирование в субатлантический и атлантический периоды голоцена.

Венчающий разрез 15-метровой террасы р. Уда (разрез «Онохой») на интервале до 2.0 м горизонт представляет собой ветровое образование, состоящее из средне-мелкозернистого песка со слоем погребенной почвы (0.8–1.1 м) темно-коричневого цвета, обогащенной древесным углем, образовавшейся в начале субатлантического периода (2440±45 лет, СОАН-8376).

В верхней части толщи 20-метровой надпойменной террасы р. Брянка (разрез «Заиграево») имеют место два горизонта погребенных почв на интервалах 1.1–1.5 и 2.2–2.75 м. Нижняя почва, по всей видимости, сформировалась на заключительном этапе речного осадкообразования, а верхняя почва – в субаэральных условиях после эрозионного расчленения террасы.

Разрез «Старая Брянь» расположен в долине р. Большой Атхатай, в 1 км к юго-востоку от с. Старая Брянь. У подножья правого борта долины сохранились фрагменты 10–12 и 5–7 м надпойменных террас. Низкая терраса прислонена к более высокой. 10–12 метровая терраса сложена промытым тонко-мелкозернистым, мелкозернистым песком с прослоями и линзовидными скоплениями средне-крупнозернистого песка, отдельными линзами разноразмерного гравия. Текстура преимущественно субгоризонтальная. Генезис осадков – аллювиальный, с примесью фаций пролювиального происхождения. 5–7 метровая терраса выполнена тонкозернистым песком с прослоями крупно-грубозернистого песка с гравием. До глубины разреза 2.5 м толща содержит 3 горизонта погребенных почв (интервалы 0.85–1.0, 1.25–1.45 и 2.3–2.45 м).

Исследованные палеопочвы разреза «Барун-Алан-1» (восточное замыкание Иволгино-Удинской впадины) имеют мощность до 2 м, они темно окрашены, богато обогащены органическим веществом, однородны. По российской классификации почв, дневная поверхность отнесена к типу каштановые почвы. По международной классификации (WRB) они принадлежат к антросолям (антропогенно-преобразованные почвы). Получен ряд радиоуглеродных датировок палеопочв: глубина 0.3 м – 1.2 Ка; 0.6 м – 22.5 Ка, 1.2 м – 35.5 Ка, 1.3 м – 39.8 Ка ВР. Верхний гумус был образован во время климатического оптимума голоцена при умеренном и влажном климате с густым лесным покровом. В почвенном профиле выделены семь горизонтов.

По гранулометрическому составу (проведен в университете г Байройт (ФРГ) лазерно-дифракционным методом) наблюдается некоторое его облегчение сверху вниз – в нижней части больше доля песчаных фракций, особенно такой переход заметен с глубины 0.7 м почвенного профиля (25–40% песка). Илистая фракция прослеживается в верхней части горизонта (до глубины 0.7 м) по соотношению глина/песок ($<6.3/63-2000 \mu\text{m}$). Высокие значения по магнитной восприимчивости почв свидетельствуют о чередовании на данном участке процессов увлажнения-иссушения, соответствующих анаэробным и аэробным периодам, переменном рН и участии в этих процессах органического вещества.

Содержание органического вещества по профилю уменьшается с глубиной, для верхнего гумусового слоя присуще максимальное значение – 3%. В профиле этот показатель (ТОС) имеет небольшие пики в горизонтах 2 А2 и 3А, что свидетельствует о накоплении органического материала и его минерализации в целом в благоприятных условиях. Отношение ТОС/N характеризует обогащенность гумуса азотом.

Полученные данные по стабильному углероду органического вещества показывают, что как и современные, так и погребенные почвы формировались под пологом растительности С3 типа (растительность умеренного климата). Переход в погребенное состояние, очевидно, проходил постепенно. Такое же неравномерное распределение по профилю наблюдается и по изотопу $\delta^{15}\text{N}$. По биомаркерному анализу в профиле почвы верхний горизонт до глубины 0.3 м сформировался в голоценовое время, по отношению С27/С31 имеет четкий пик сигнала преобладания растительности деревьев и кустарников, что наблюдается в настоящее время на данной территории. С глубины 0.3–0.5 м преобладает растительность аридного климата, а ниже преобладает сигнал деревьев и кустарников.

Террасовидную поверхность в 1.5 км к юго-западу от пгт. Иволгинск пересекает древний лог глубиной 8 м, в среднюю и нижнюю часть которого врезан современный, растущий 6-метровый овраг. В вершинном перепаде оврага в подмытой стенке наблюдается 16 горизонтов погребенных почв (разрез «Иволгинск», первый профиль). Здесь же при проходке шурф-расчистки на глубине 0.6–0.7, 1.0 и 1.1 м обнаружены костные остатки, которые по заключению А.М. Клементьева (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) принадлежат голоценовой лошади. Второй профиль этого разреза был исследован в конусе выноса данной эрозионной формы.

В университете г. Байройт (Германия) получены следующие радиоуглеродные датировки: профиль-I (10-слой, глубина 340 см – 4325 ± 35 лет, 12-й слой на глубине 510 см – 5201 ± 65 лет); профиль-II: первый слой (верхний) на глубине 115 см – 930 ± 35 лет и (нижний) на глубине 170 см – 1591 ± 46 лет, второй слой на глубине 235 см – 6496 ± 58 лет.

Гранулометрический состав почвенных горизонтов показал преобладание на протяжении всего почвенного профиля фракции песка (63–2000 мкм) от 60 до 90%, 5% приходится на глинистую фракцию. Содержание общего органического углерода (ТОС) варьирует по слоям от 0.34 до 1.94%. $\delta^{13}\text{C}$ – значения изменяются между 25.42‰ на поверхностных почвах (каштановые почвы по российской классификации) и 33.04‰ в погребенных слоях. Почвы, сформировавшиеся во время голоценового оптимума 6496 BP и 5201 BP, имеют следующие значения ТОС: 0.74 и 1.13%; $\delta^{13}\text{C}$ – 27.72 и 26.69‰; $\delta^{15}\text{N}$ – 4.94 и 5.52‰; $\text{N}_{\text{общ}}$ – 0.044 и 0.08%. Поэтому можно предположить, что климат того времени был приближен к современному, поскольку по проведенным ранее нашим исследованиям изотопного состава имеется схожесть. Алкановый анализ также подтвердил полученные результаты, пики сигналов древесной растительности приходятся на погребенные почвы 12-го слоя. Там же во время раскопа профиля были обнаружены древесные угольки.

Таким образом, на основании изучения разрезов рыхлых отложений в изучаемом регионе, главным образом эолового происхождения, содержащих горизонты погребенных почв, установлены многократные вариации климата в голоцене. Данный процесс имел, несомненно, циклический характер, наиболее ярко проявившийся в субатлантическом периоде (до пяти смен этапов аридизации стадиями увлажненности). Впервые для Юго-Западного Забайкалья восстановлена хронология эпизодов активизации эоловой деятельности вследствие усиления иссушения климата. Литологический состав изученных разрезов свидетельствует о перекрытии

почв песчаным и пылевато-песчаным материалом эолового генезиса. Радиоуглеродное датирование серий погребенных гумусовых горизонтов позволяет выделить и скоррелировать временные интервалы климатического потепления и увлажнения 780–930, 1300–1400, 1600–1700, 2100–2400, 2700–2800, 4300–4400, 5000–5200, 6200–6500, 7100–7600 и 9600–10200 л. н. Следовательно, эти данные являются региональными показателями палеоклиматического отклика природной среды юга Байкальской Сибири на глобальные процессы ландшафтно-климатических изменений в Центральной и Северной Азии.

ЗОЛОТО В УГЛЯХ, ОБРАЗОВАНИЕ ЗОЛОТООРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ УГЛЕЙ В ПЛАСТАХ

В.М. Кузьминых, А.П. Сорокин, Л.А. Чурсина

Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

В процессе исследований свойств примесей в природных углях, в том числе золота, было обнаружено, что в пробах свежедобытого угля из месторождения содержание золота обычно находится на уровне рядовых золотосодержащих руд, то есть от 2,0 г/т до 4,0-5,0 г/т. Однако при хранении проб на открытом воздухе или в помещении лаборатории происходит довольно заметная убыль содержания на 70 – 96%. После хранения проб угля в течение года-двух содержание становится весьма убогим (0,4-0,6 г/т). Объяснение этому явлению заключается в образовании летучих форм золотоорганических соединений, которые рассеиваются в атмосфере. Возможность образования таких форм золота была отмечена в некоторых публикациях по эндогенному рудообразованию. Изучается возможность использования летучести форм золота для технологии извлечения из угля.

Формы летучего золота, потери золота из углей, использование летучести золота как принципа его извлечения

Как известно, золото, присутствующее в углях, подразделяется, в основном, на два типа: сингенетическое и кластогенное. Сингенетическое золото заносится в уголь растворами на всем протяжении геологической истории образования и метаморфизма углей. Кластогенное золото заносится в угольные пласты спорадически при разрушении окружающих горных пород и прохождении через пласты водяных паводковых потоков, несущих частицы горных пород. Сингенетическое золото отличается мельчайшими, коллоидными размерами, в то время, как кластогенное представлено размерами и конфигурацией, схожей с россыпным золотом.

При изучении углей было обнаружено необычное свойство золота, первоначальное содержание которого было зафиксировано анализами сразу после добычи угля и доставки угля в лабораторию, с течением времени хранения проб содержание убывает самопроизвольно и уже через несколько месяцев приближается к нулю. Скорость исчезновения золота из углей зависит от трещиноватости угля, температуры, скорости движения воздуха над пробой угля. Особенно сильно зависит от температуры. Так, при повышенных температурах (50 – 100⁰С и более) наблюдается исчезновение золота в течение нескольких часов. Для разъяснения отмеченного явления следует обратиться к геологической литературе. В эндогенных рудных месторождениях постоянно обнаруживают те или иные соединения углерода. Почти полвека назад высказаны предположения о том, что в формировании руд, возможно, участвуют такие химические соединения, в состав которых входят и металл и углерод. Распадаясь, они выделяют рудные компоненты и углеродсодержащий газ.

А.Н.Заварицкий [1] установил, что выделение платины на месторождениях Тагильского дунитового массива на Урале происходило в заключительные стадии кристаллизации гипербазитового расплава при температурах гораздо более низкой, чем точка плавления платины. По его предположению, это является результатом того, что платина находилась в соединении с летучими компонентами под большим давлением. В настоящее время известно немало платиноорганических соединений, где металл связан с различными углеводородными лигандами.

В последние годы вновь поднят вопрос об участии соединений углерода и, в частности, углеводородов, в процессе формирования как магматических месторождений платины, так и самих рудовмещающих ультраосновных пород [2]. Высказаны соображения о возможной роли карбонильных соединений в развитии процессов гидротермального рудообразования, газовом переносе некоторых петрогенных элементов при вулканических явлениях [3]. Высказано также предположение о том, что сложные органо-минеральные комплексы могли участвовать в образовании золоторудных месторождений [4]. Известны случаи тесной ассоциации золота с органическим веществом, имеющем миграционную природу [5], что дает

основание предположить участие элементоорганических соединений в формировании золоторудных месторождений.

Имеющийся фактический материал позволяет провести детальный анализ возможности участия элементоорганических соединений в процессе формирования золоторудных месторождений, а также самородной меди, свинцово-цинковых и медноколчеданных руд, а также киновари [6]. К сожалению, не удалось встретить исследований условий, при которых возможно образование элементоорганических соединений. Каковы пограничные значения температуры, давления, окислительного потенциала, до которых устойчивы эти соединения?

Процессы, происходящие с золотом в толще угольных пластов, очевидно, имеет некоторое сходство с процессами взаимодействия элементов с газами в толще Земли. В итоге того и другого образуется летучее соединение золота, которое оказывается устойчиво как при нормальных условиях, так и при некотором повышении температуры. Особенностью процесса в угле является то, что возникновение углеводородных радикалов происходит, очевидно, при температурах значительно более низких, чем в толще земли. Образовавшиеся летучие соединения золота с органикой остаются в полостях внутри углей неопределенное время, вплоть до процесса разрушения углей при добыче. Полости вскрываются и молекулы золотоорганики начинают продвигаться, рассеиваясь в пространстве. Этому способствует то, что на воздухе куски угля быстро начинают покрываться трещинами, открывающими доступ внутрь кусков.

Исследования углей, различное время пролежавшие на воздухе, показывает, что соотношение улетевшего золота и оставшегося в угле, все время нарастает с течением времени в пользу улетевшего. Создается впечатление, что в угле, раскрытом для контакта с атмосферным воздухом и влагой процесс образования подвижного золота продолжается в убыстренном темпе и в итоге в угле остаются содержания золота, с трудом определяемые имеющимися методами анализа.

Поскольку нет возможности как то затормозить улетучивание золота, необходимо искать пути использования этого обнаруженного, природой данного необычного свойства золота превращенного в летучую физико-химическую форму. Конечно, следует изучить свойства этого вещества: удельный вес, устойчивость в окружающей атмосфере, растворимость в воде, устойчивость к нагреву, способность сорбироваться на различных поверхностях. Безусловно, все это можно изучить при получении вещества в чистом виде, что абсолютно нереально в условиях лаборатории. Главное препятствие состоит в низком общем содержании золота в углях, особенно в тех, которые возможно приобрести по коммерческим каналам, куда доходит уголь изрядно долго путешествующий по складам и хранилищам.

Что касается химического состава металлорганических веществ, в различных статьях по геологии рудных месторождений неоднократно приводятся химические формулы золотоорганических соединений, имеющих различный состав, однако непременно присутствует в химической формуле ядро из атома золота, в окружении метиловых радикалов (CH_3). Помимо этого, в молекуле может присутствовать хлор, сера, кремний, железо, фосфор. Однако, в углях молекулы золотоорганики не содержат, очевидно, большое количество дополнительных элементов в качестве аддендов. Свойства летучей металлорганики придают только радикалы метила. Образование метила в углях идет непрерывно. Вместе с этим, образующийся метан создает в пластах угля высокое давление, что способствует химическому взаимодействию с золотом. Коллоидные размеры золотин сингенетического происхождения способствуют такому взаимодействию. Только такое объяснение наиболее близко подходит к реально существующему факту улетучивания золота из добытых углей.

Использование явления улетучивания золота можно осуществлять различными способами. В частности летучие соединения золота можно вытеснять горячим газом или паром из каких либо объемов, заполненных дробленным углем. Причем температуру пара можно регулировать в зависимости от консистенции угля. Так, для более плотных углей требуется более высокая температура.

Улавливание водяного пара с летучим золотом, как выяснилось, происходит при конденсации пара. Золотоорганические соединения растворяются в воде, откуда далее могут быть извлечены сорбцией на твердом сорбенте.

Пар можно не использовать, а применить обычное нагревание порции угля до температуры не более 150-180⁰С. При этом над углем размещается сетка с охлаждаемым сорбентом. При этом в течение определенного времени летучее золото «перебирается» из угля на охлаждаемый слой сорбента. Возможны также другие варианты отделения летучего золота от угля и перемещения его к сборнику, находящемуся на определенном расстоянии от исходного угля. Основной задачей, которую следует решить в предлагаемых способах, является непрерывность процесса. В какой то мере эта задача решается, когда процесс сжигания угля совмещается с непрерывной обработкой дымовых газов при сгорании угля либо распыляемой водой, либо потоком пара, который после обработки дыма конденсируется в холодильниках и далее поступает в обработку с сорбированием растворенных соединений. Более конкретные условия технологии извлечения золота из углей в виде летучих соединений отражены в описании соответствующих патентов. [7, 8, 9] .

Заключение

1. Превращения, происходящие с золотом в природных углях имеют некоторое сходство с рудообразовательными процессами, происходящими с участием органических соединений.

2. Наиболее активным и распространенным участником превращений золота из металлического в летучее золотоорганическое соединение является органический радикал метил СН₃ , составляющая часть метана, который интенсивно образуется при метаморфизме природных углей.

3. Использование явления образования в углях летучих металлоорганических соединений позволяет разрабатывать простые технологические схемы извлечения золота из углей

Литература

- 1.Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. В кн. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 108. М., 1928, 56 с. с ил.
2. Соболев Н.Д. Проблемы ультраосновной магмы. В кн. Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, ч. 1. М., «Наука», 1972, с. 101-102.
3. Особенности химического состава продуктов извержения вулкана Тятя в 1973 г. « Докл. АН СССР», 1976 г.,т. 227, №6, с.1438-1441. Авт. Г.М.Гусев, Е.М.Жукова, Л.А.Непеина, А.Л.Павлов, Р.М.Слободской.
4. Захарова Е.М. Минералы углерода в рудах Енисейского Кряжа., «Геол. Рудных месторождений», 1975, т.17, №3, с.114-120 с ил.
5. Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождения мелкого золота Карлин шт. Невада. В кн. Рудные месторождения США. т. 2, « Мир», 1973, с.590-624 с ил.
6. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения и эндогенное рудообразование. Советская геология., №3 1978, с. 60-67.
7. Кузьминых В.М., Сорокин А.П., Чурсина Л.А. Патент №2398033
8. Кузьминых В.М., Сорокин А.П., Борисов В.Н., Чурсина Л.А., Патент на полезную модель. №155764, 2014.
9. Кузьминых В.М., Сорокин А.П., Борисов В.Н., Чурсина Л.А. Заявка на экспертизе № 2014130607, 2014.

К СТРОЕНИЮ И ГАЗОНОСНОСТИ КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ВАЛА ЭАУРИПИК И ЗАПАДНО-КАРОЛИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ (КАРОЛИНСКАЯ ПЛИТА)

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

В докладе представлены профили высокочастотного НСП 124 (окончание), 125 и их фрагменты в интерпретации автора (рис. 1-3а-и), полученные сейсмиками ИМГиГ в 5 рейсе НИС «Проф. Гагаринский»-1989 под руководством к.г.-м.н. В.Н. Патрикеева. Профили намечают приэкваториальный (~3-4° с.ш.) субширотный геотраверз на западе Каролинской океанической плиты через массивный вал Эаурипик и Западно-Каролинскую абиссальную котловину до окрестностей Западно-Каролинского трога. НСП проводилось на скорости 6,8-8,4 узла и рабочей частоте 120-150 Гц. На рис. 2, 3а-и указано судовое время и пройденное расстояние в милях в соответствии с каталогом координат по этому рейсу (фонды ИМГиГ).

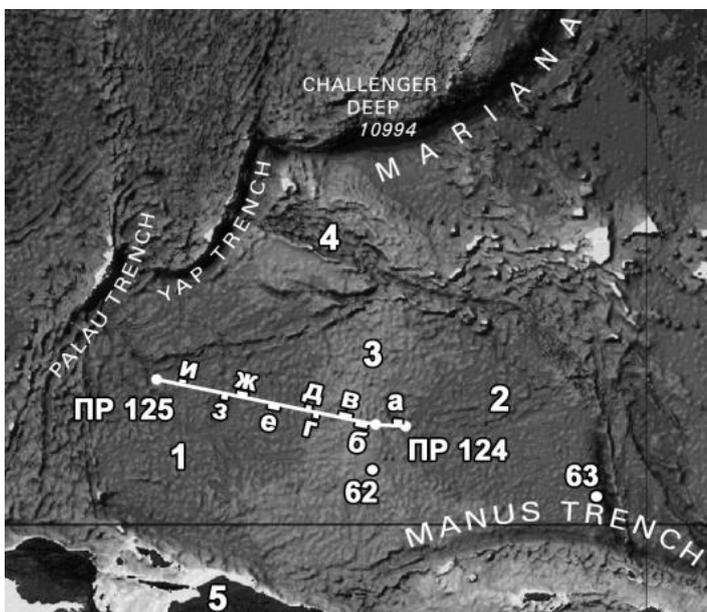


Рис. 1. Батиметрическая карта Каролинской плиты с сайта www.gebco.net (ГИН РАН) с положением профилей (ПР) НСП 124, 125 (рис. 2) и их фрагментов (рис. 3а-и): 1, 2 – Западно- и Восточно-Каролинская абиссальные котловины, 3 – вал Эаурипик, 4 – Каролинский подводный хребет, 5 – Новогвинейская островная дуга.

Каролинская океаническая плита располагается на юго-западе ложа Тихоокеана, занимая входящий структурный угол, образованный фронтальными системами дуга-желоб Евразии и Австралии (рис. 1). Некоторые авторы считают ее задуговой плитой с разновременными проявлениями спрединга и магматизма в олигоцене-квартере. На севере она ограничена Каролинским хребтом, на востоке – желобом-трогом Муссау [1] либо массивным валом Капингамаранги [10]. Изученность Каролинской плиты связана с бурением скв. 62, 63 «Гломара Челленджера», драгированием, геофизическими исследованиями (промер, грави-, магнито- и геотермия, сейсморазведка МОВ и МПВ [1, 10-15]). Обособление и молодой возраст Каролинской плиты связывают с базальтами олигоцена (финальные траппы) в кровле опакового слоя (акустический фундамент) и картированием кайнозойских линейных магнитных аномалий, маркирующих спрединговые центры в Западно-Каролинском и Килсгаард (Восточно-Каролинская котловина) трогах. Границу Тихоокеанской и Каролинской плит намечают в желобе-троге Муссау. Океаническая кора в Каролинских котловинах тонкая (6-7 км), под валом Эаурипик (аналог поднятия Шатского [1]) – утолщенная (19 км [14]). Кайнозойский чехол двухслойный, в основном карбонатный (полупрозрачная толща на профилях НСП [13-15]). Отражающая граница между верхней и нижней толщами чехла в котловинах и на валу проходит в отложениях раннего миоцена (сейсмический горизонт X или PR). В Каролинских котловинах чехол более контрастный, но его мощность несколько сокращена в сравнении с валом (рис. 2, 3а-и; [13-15]); есть опыт локального сейсмостратиграфического анализа кайнозойского чехла по данным НСП [1]. Вместе с тем, опубликованные трактовки тектоники,

вулканизма, осадконакопления, истории Каролинской плиты альтернативны, поскольку опираются на идеи плитотектоники [1, 13-15 и др.] или фиксизма [9-11 и др.]. Интерпретация профилей НСП 124, 125 проведена автором с учетом опыта интерпретации материалов НСП, МОГТ и бурения в Восточно-Марианской и СЗ абиссальных котловинах, Тасмановом, Японском и Охотском морях, Курильском и Японском глубоководных желобах [2-8 и др.].

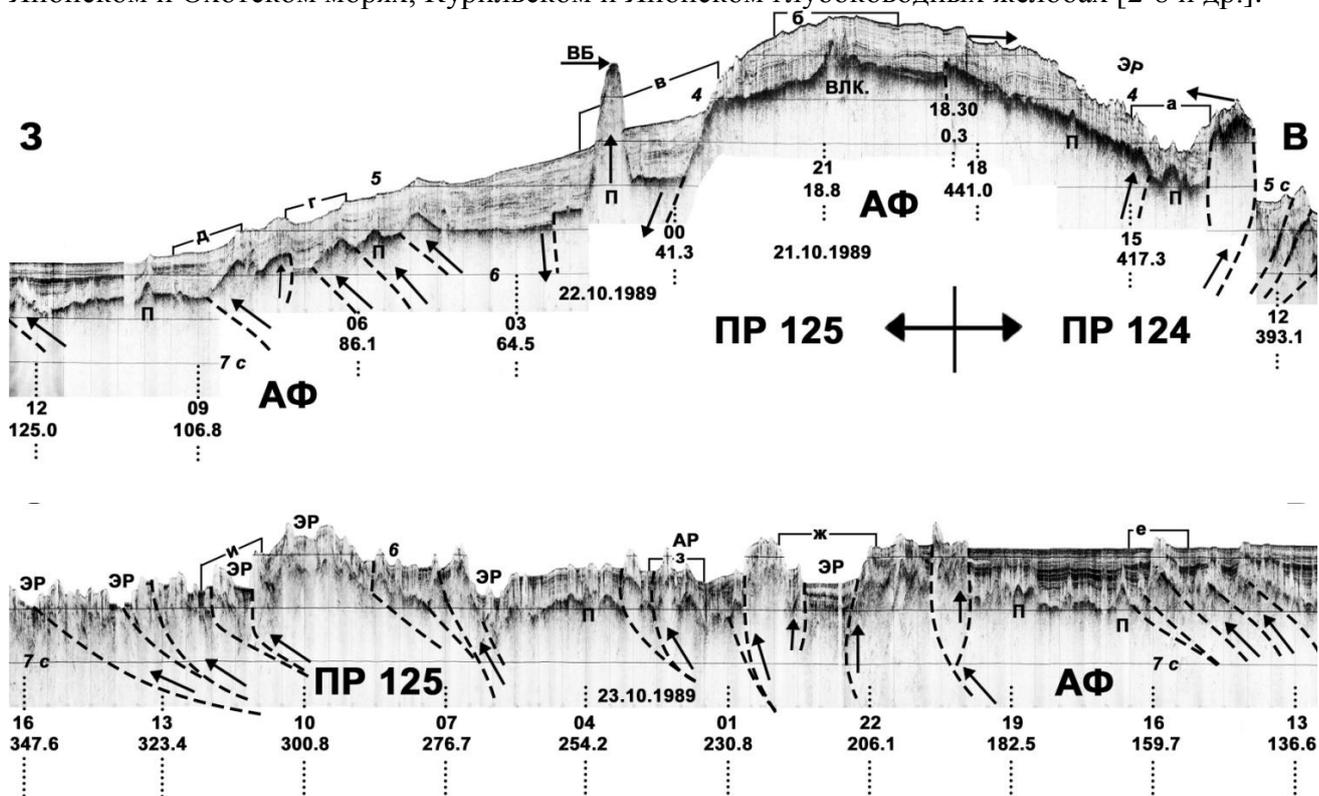


Рис. 2. Временные разрезы НСП МОВ 124 (окончание) и 125 по Каролинской океанической плите с положением их фрагментов а-и (рис. 3). Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега здесь и на рис. 3а-и; отмечены пикеты судового времени и пройденное расстояние в морских милях из каталога координат по 5 рейсу НИС «Проф. Гагаринский»-1989 здесь и на рис. 3а-и. АФ – акустический фундамент, ВБ – вершинный бенч, ЭР – эрозионное русло, АР – абиссальное русло с намывными дамбами, П – предполагаемая протрузия гранитов [6]; влк. – палеовулкан; пунктир со стрелкой – предполагаемые разломы и смещения по ним здесь и на рис. 3а-и.

Субмеридиональный вал Эаурипик шириной ~200 и протяженностью ~1000 км разделяет Западно- и Восточно-Каролинскую абиссальные котловины, связывая краевые валы Новогвинейского и Манус желобов на юге с Каролинским подводным хребтом на севере. В плане он изогнут к западу навстречу фронтальным дугам Евразии (рис. 1). В полосе геотраверза глубины вершины и подошвы западного склона вала достигают ~2360 и 4350 м, т.е. его высота достигает 2 км. Судя по рис. 2 вал асимметричен в широтном сечении и вероятно представляет собой дивергентный (двусторонний по Л. Коберу), досреднеолигоценый ороген, склоны которого гофрированы встречными взбросами и надвигами, частью возможно цилиндрическими (рис. 3в). Следовательно, с учетом данных [2] он является структурой кайнозойского корового срыва к западу. Вал драпирован полупрозрачным карбонатным чехлом олигоцена-квартера мощностью от 720 до 200 м (определены при средней скорости распространения продольных волн 2000 м/с). Минимальные мощности чехла связаны вероятно с оползнями (рис. 3а) или близостью крупного подводного уступа (рис. 3в). Чехол на вале двухслойный (D1,2 – по аналогии с котловиной Тускарора [5]), что на вершине и местами восточном склоне фиксирует двойная отражающая граница (рис. 3б). Последнюю с учетом материалов скв. 62 [11, 15] можно интерпретировать как фронт литификации миоценовых карбонатов (см. также [8]), так и как стратиграфическое несогласие, т.к. нижняя толща суть поле мигрировавших осадочных волн с характерной для них асимметрией, налегающее на склоны палеовулкана (рис. 2, 3б). И напротив, верхняя толща – типичный аккумулятивный плащ с несколькими подводными долинами (депрессиионные прозрачные линзы),

обвалованными намывными дамбами. Следовательно, палеоглубины океана во время накопления карбонатного чехла на вершине вала Эаурипик увеличивались, что согласуется с выводами [11] и кривой уровня Пацифики в кайнозое [12]. На восточном склоне мощность карбонатного чехла максимальна вблизи крупного уступа и гайота с вершинным бенчем (протрузия гранитов?), но с приближением к его подошве она заметно снижается (рис. 2, 3г,д). Двухслойное строение кайнозойского чехла здесь местами намечают контрастные пачки карбонатно-вулканогенных и/или терригенных осадков в его средней части. Чехол на восточном склоне вала представляет собой аккумулятивный плащ местами с обвалованными подводными руслами, деформированный взбросами и надвигами восточного падения в отличие от верхней толщи на вершине вала. У подошвы восточного склона вала на рис. 2, 3д обнаружено налегание интенсивной контрастной толщи в средней части кайнозойского чехла Западно-Каролинской котловины, формирующей крупную депрессионную линзу, а также ее вклинивание в преимущественно карбонатный чехол восточного склона вала. Особо отметим видимую вертикальную «нарезку» карбонатного чехла вала Эаурипик, которая согласно [3] обусловлена его региональной газонасыщенностью и миграцией газа по разломам и зонам трещиноватости. Следовательно, по аналогии с абиссальной котловиной Тускарора [2-5] приходим к выводу, что тонкий (0,1-0,3 с) контрастный горизонт с финальными траппами олигоцена (опаковый слой или толща **В** в кровле акустического фундамента) в его основании венчает мощный подстилающий, осадочно-трапповый разрез рифея–мезопалеозоя, в верхней части – преимущественно прозрачный карбонатный (толща **А** на рис. 3а-и).

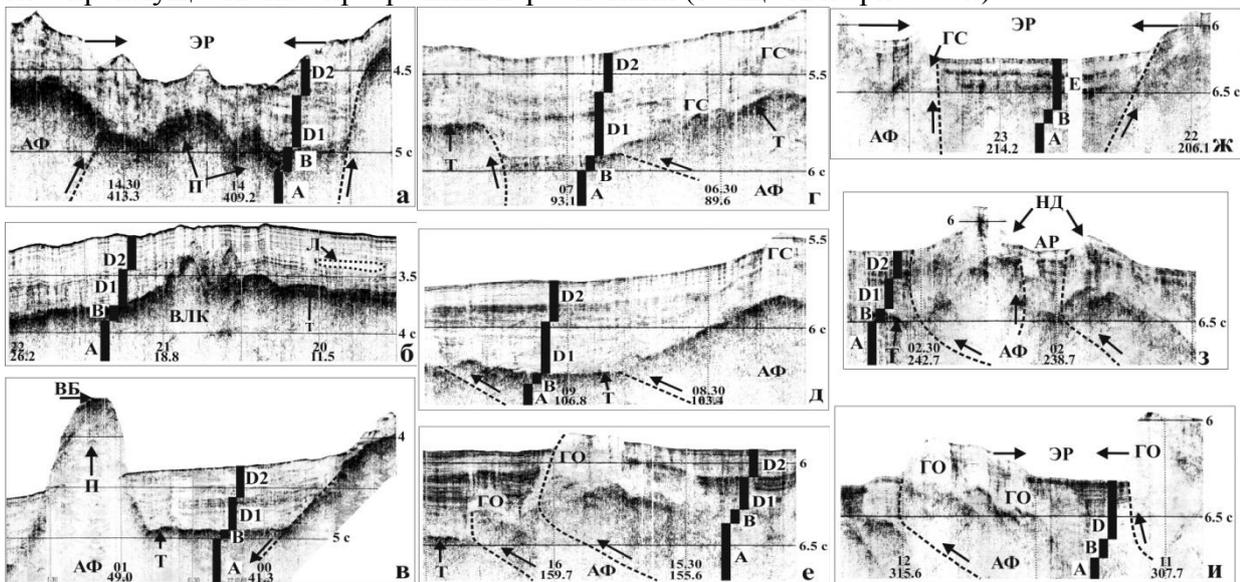


Рис. 3а-и. Фрагменты профилей НСП 124, 125. Т – финальные траппы, ГО – газовое окно, НД – намывная дамба. Стратиграфия придонного разреза по аналогии с абиссальной котловиной Тускарора [3, 5].

Западно-Каролинская котловина является самой мелкой (4500-5500 м) и небольшой по размерам (до 1000 км) из котловин ложа СЗ и ЮЗ Пацифики [9]. Судя по рис. 1 она является замкнутой депрессионной ячейкой, ограниченной горными системами и местами – желобами. На профиле 124 в строении ложа котловины выделим тектоническую гофрировку фундамента (контрастный горизонт) и кайнозойского чехла, нарастающую с удалением от вала Эаурипик и одновременным углублением Западно-Каролинской котловины (рис. 2). Последнее ранее было замечено в строении внешнего, океанического склона Курильского желоба и связывалось с гравитационным сползанием слоев 1-4 с краевого вала Зенкевича [2, 8]. Поэтому наклонные контрастные границы в кровле фундамента интерпретируются как надвиги восточного падения, нередко с крутыми передовыми фасадами (взбросы и цилиндрические разломы (рис. 2, 3е-и), связанные с коровым срывом (вероятно гравитационным [2]) к западу. Вертикальные смещения по разломам обычно не превышают 500 м. С учетом данных скв. 62, 63 (рис. 1; [10, 11, 15]) контрастный горизонт в подошве кайнозойского чехла рассматривается как опаковый слой с финальными траппами олигоцена (толща **В**). Другой важной особенностью Западно-

Каролинской котловины является неодинаковый сейсмический имидж осадочного чехла и заметные вариации его мощности (рис. 2, 3д-и). Так, вблизи вала обнаружена крупная линза горизонтально-слоистых контрастных осадков (турбидиты), залегающая на полупрозрачных осадках вероятно карбонатного состава общей мощностью до 600 м (рис. 3д,е). В грабене на рис. 3ж чехол имеет аномальное строение с толщей **Е** (переслаивание контрастных и прозрачных слоев), без корреляции с прилегающими участками ложа. К западу от грабена контрастные осадки распространены фрагментарно, в основном, в тектонических депрессиях, занятых подводными руслами, нередко обвалованных намывными дамбами (рис. 3з,и). Следовательно, налицо недавний снос терригенных и возможно вулканогенных осадков в Западно-Каролинскую котловину, т.е. денудация палеосуши в ее горном обрамлении. В качестве таковой можно предполагать палеосушу на юге (Новогвинейская островная дуга) с учетом результатов датирования тихоокеанских желобов (средний плейстоцен [7]) и геологии смежных подводных поднятий [9, 11, 15]. Отметим отчетливую субвертикальную «нарезку» кайнозойского чехла котловины, осложненную газовыми окнами, столбами, конусами, «нитями», особенно вдоль передовых фазов тектонических чешуй. Т.о., здесь, как в котловине Тускарора [3] и на вале Эаурипик, наблюдается региональная газонасыщенность видимого разреза и вертикальная миграция газа по разломам и зонам трещиноватости. Следовательно, тонкий (0,1-0,2 с) контрастный горизонт с финальными траппами олигоцена (опаковый слой или толща **В** в кровле акустического фундамента) в основании осадочного кайнозоя венчает мощный осадочно-трапповый разрез мезопалеозоя, возможно до рифея включительно [4], в верхней части – преимущественно прозрачный, карбонатный (толща **А** на рис. 3а-и).

Итак, в строении вала Эаурипик и Западно-Каролинской абиссальной котловины по данным НСП ИМГиГ обнаружены новые черты в геологическом строении, тектонике (коровый срыв к западу), признаки региональной газонасыщенности, истории кайнозойского развития, открывающие новые горизонты в геолого-геофизических исследованиях ложа Пацифики.

Литература

1. Карп Б.Я., Медведев С.Н. Геологическое развитие поднятия Эаурипик и желоба Муссау в кайнозое: результаты интерпретации сейсмических данных // Тихоокеанская геология. 1993. № 6. С. 3–12.
2. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 21–32.
3. Ломтев В.Л. Признаки газонасыщенности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11–17.
4. Ломтев В.Л. Особенности строения Северо-Западной плиты Пацифики на профиле МОГТ 1 // Там же, 2016. № 1. С. 37–47.
5. Ломтев В.Л. Особенности строения и история формирования ложа северо-западной части Тихого океана // Геоморфология. 2016. № 2. С. 59–71.
6. Ломтев В.Л. Абиссальные холмы северо-западной части Тихого океана // Там же, 2016. № 2. С. 72–84.
7. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Там же, 1988. № 4. С. 55–63.
8. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
9. Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
10. Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н. Тектоника Каролинской океанической ступени (юго-запад Тихого океана) // Геотектоника. 1986. № 6. С. 40–54.
11. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
12. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
13. Bracey D.R. Reconnaissance geophysical survey of the Caroline basin // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol. 86, No 6. P. 775–784.
14. Den N., Ludwig W.J., Murauchi S. et al. Sediments and structure of the Eauripik-New Guinea rise // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, No 20. P. 4711–4723.
15. Winterer E.L., Riedel W.R., Brönniman P. et al. Initial Reports of the DSDP. Vol. 7. Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 1971. 1757 p.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, СОДЕРЖАЩИХ ФОССИЛИЗИРОВАННЫЕ КОСТНЫЕ ОСТАНКИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ РЕПТИЛИЙ

Я.Н. Ревенок, В.И. Рождествина

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Целью исследований является анализ условий преобразования осадочных пород, содержащих фоссилизованные костные останки позднемиловых рептилий из местонахождений, расположенных на западной периферии Зейско-Буреинской равнины (Благовещенское) и на юго-восточной периферии Зейско-Буреинской впадины (Кундурское). Местонахождение Благовещенское обнажается в уступе высокой террасы р. Амура в черте г. Благовещенска, сложено (10 м) переслаивающимися аргиллитоподобными глинами и слабо сцементированными конгломератами, залегающими на коре выветривания палеозойских гнейсированных гранитов, сверху перекрытых ожелезненными галечниками средне-четвертичного возраста [1]. Кундурское местонахождение представлено искусственными обнажениями вдоль автомобильной трассы Облучье-Архара рядом с рекой Мутной, сложено (15.5 м) глинами с гравием, мелкой галькой, песками, алевритами с включениями растительного дендрита [1].

Глинистые минералы – филлосиликаты (силикаты со слоистой структурой) являются самыми распространенными минералами в осадочных отложениях, и по своим свойствам наиболее подвержены трансформации. Свойства, химический состав, кристаллическая структура этих тонкодисперсных минералов и ее особенности несут информацию о климатических факторах, физико-химических обстановках выветривания, переносе вещества, седиментации, диа- и катагенезе, и являются минералогическими и кристаллохимическими индикаторами изменений палеоклимата и эволюции осадочных толщ (Страхов).

Для исследования использован комплекс прецизионных методов анализа – рентгеновская дифракция (дифрактометр MAXima-X XRD-7000, $Cu_{K\alpha}$ излучении $\lambda = 1.54060 \text{ \AA}$) и электронная микроскопия (JSM-6390LV, JEOL), оптическая микроскопия (Axio Scope.A1), ИК-спектрометрия (iS10), методы определения химического состава осадочных пород ICP и РФА. Использована аналитическая база ИГиП ДВО РАН (Благовещенск) и ИТиГ ДВО РАН (Хабаровск). Для определения общего минерального состава проб методом рентгеновской дифракции отсняты обзорные дифрактограммы. Для исследования глинистых минералов выделены гранулометрические фракции размером $< 0.001\text{мм}$, $0.001\text{-}0.005\text{мм}$, $> 0.01\text{мм}$. Перед выделением фракций выполнена пептизация отобранных проб рыхлых костеностных отложений. В качестве диспергатора использован ультразвук. Затем методом декантации проведено отмучивание тонких частиц, с помощью центрифуги выделены фракции. Для обеспечения усиления базальных рефлексов минералов глин (отражений типа 00L) методом капли подготовлены ориентированные препараты. По базальным рефлексам идентифицировали группы и основные структурные типы. Для уточнения присутствия минералов группы смектитов, хлоритов, каолинитов проводили дополнительную обработку – насыщение глицерином и прокаливание.

Анализ дифрактограмм ориентированных препаратов тонких фракций показал, что глинистые минералы Благовещенского и Кундурского местонахождений в значительной степени представлены смешанослойным иллит / смектитом и лишь в верхних горизонтах разреза Кундурского местонахождения преобладающим является каолинит (рис. 1). В основе структуры всех смешанослойных минералов осадочных пород лежат идентичные кристаллохимические элементы, эти минералы склонны к трансформациям с различными переходами одного в другой. При дифракции рентгеновского луча от двухкомпонентной смешанослойной структуры в области малых углов образуется широкий рефлекс за счет наложения соседних дифракционных максимумов от различных индивидуальных минералов.

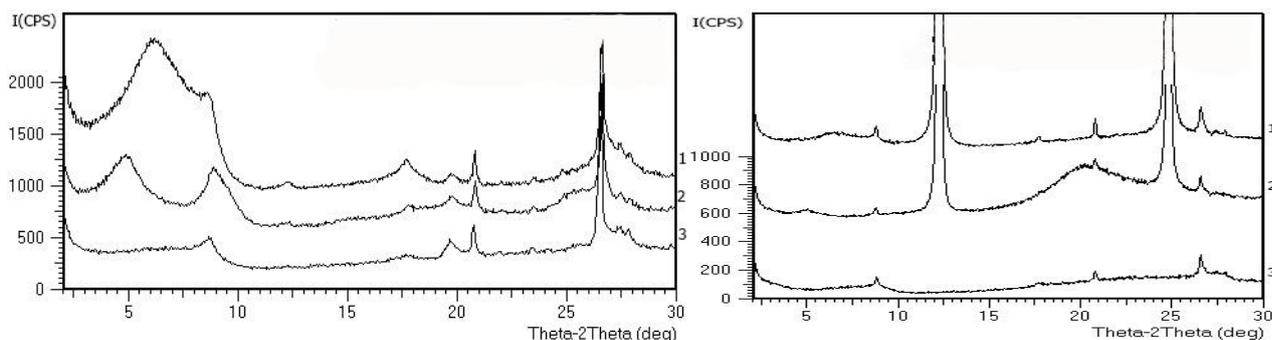


Рис. 1. Типичные рентгенограммы глин костеностных отложений Благовещенского (а) и Кундурского (б) местонахождений: 1- воздушно-сухой образец; 2- насыщен глицерином; 3- прокален при 550 °С в течении часа

Характерным диагностическим признаком для смешанослойных минералов является смещение первого базального рефлекса в сторону малых углов при насыщении глицерином, это объясняется лабильностью структуры смектитов, а при прокаливании наблюдается общая тенденция к уменьшению значений первого основного базального рефлекса до 10 Å так как после прокаливании все минералы 2:1 сжимаются и становятся идентичны иллиту.

ИК-спектры (рис. 2) подтверждают присутствие в глинистых образцах обоих местонахождений иллит/смектит минералов по широкой полосе в спектре с центром около 3625 cm^{-1} . Интенсивности пиков пропускания при частоте 3700 и 3621 cm^{-1} связаны с наличием гидроксильных групп в образцах. В пробах глинистых отложениях верхней части разреза Кундурского местонахождения характеризуются присутствием каолинита. Каолинит идентифицируется по двум интенсивным узким пикам с частотами около 3690 и 3650 cm^{-1} в высокочастотной области ИК-спектра. У всех исследованных образцов есть широкая полоса поглощения с максимумом около 3430 cm^{-1} , она отвечает валентным колебаниям молекул воды (адсорбированная на поверхности частиц, координированная в межслоевом пространстве и др.). Интенсивная полоса поглощения адсорбированной воды свидетельствует о высокой активности воды в исследованных системах и увеличении обменной емкости глин. Полоса валентных колебаний тетраэдров $[\text{SiO}_4]$ у каолиновых минералов имеет сложное строение с явно выраженными «плечами» около 1009, 1027, 1113 cm^{-1} . У смектитов эта полоса более размыта, отдельные «плечи» слабо выражены.

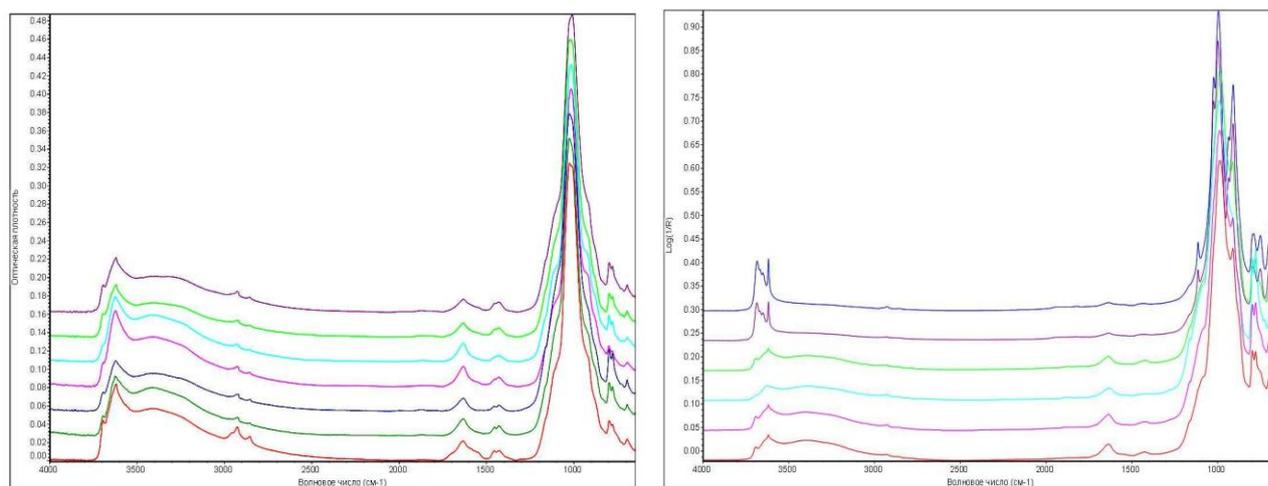


Рис. 2. ИК- спектры глин костеностных отложений Благовещенского (а) и Кундурского (б) местонахождений

Фигуративные точки составов глинистых пород Благовещенского и Кундурского местонахождения динозавровой фауны на диаграмме $\text{K}/\text{Al}-\text{Mg}/\text{Al}$ [4] в основном сосредоточены в области составов соответствующих иллиту и смектиту и располагаются вдоль линии $\text{Mg}/\text{Al} \sim 0.1$ с охватом значений K/Al 0.2-0.6 (рис. 3а). И лишь несколько точек составов глинистых пород Кундурского местонахождения смещены в область каолинита. Эти данные хорошо согласуются с описанными выше результатами XRD и ИК-спектроскопии.

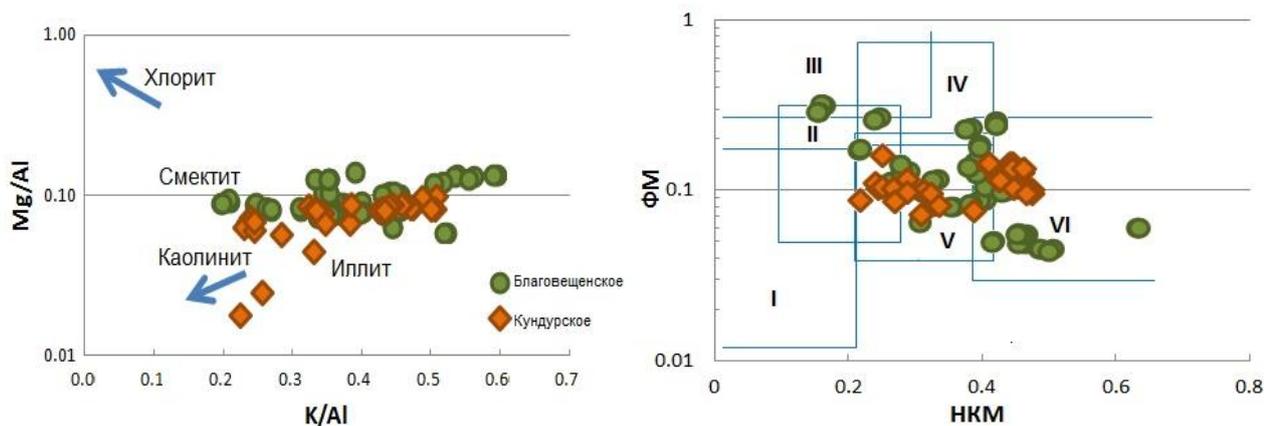


Рис.3. Положение фигуративных точек составов глинистых пород Благовещенского и Кундурского местонахождения динозавровой фауны на диаграммах К/Al–Mg/Al [4] (а) и НКМ–ФМ (НКМ = $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO})/\text{SiO}_2$) [5] (б). Поля для диаграммы НКМ–ФМ (глины): I – преимущественно каолинитовые, II – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и гидрослюда, III – преимущественно хлоритовые с примесью гидрослуд, IV– хлорит-гидрослюдистые, V– хлорит-смектит-гидрослюдистые, VI– гидрослюдистые со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

Расположение фигуративных точек составов глинистых пород на модульной диаграмме НКМ–ФМ [5] имеет кластерный характер (рис. 3б). В основном точки сосредоточены в поле V хлорит-смектит-гидрослюдистого состава с наложением полей II – преимущественно смектитового состава с примесью каолинита и гидрослюда и VI – гидрослюдистого состава со значительной примесью дисперсных полевых шпатов. Отдельные фигуративные точки располагаются в полях II и III, характеризующихся хлорит-гидрослюдистым составом.

Особенности поведения основных породообразующих элементов хорошо иллюстрируют диаграммы изменения содержаний основных породообразующих оксидов в глинистых костеносных отложениях, нормированных на PAAS (средний постархейский австралийский глинистый сланец) (рис. 4). Медианные значения отношения содержаний основных породообразующих оксидов в глинистых костеносных отложениях к PAAS показывают, что содержание Si в них примерно сопоставимы, Ca и Na – незначительно выше, Al, Ti, Fe, Mg и K – выносятся из системы, Mn накапливается в костеносных отложениях Благовещенского местонахождения и наблюдается аномально высокое содержание P. Это связано с процессами деструкции и минерализации костных останков. Кальций как более подвижный элемент перераспределяется в системе с образованием равновесных фаз, фосфор же накапливается в системе.

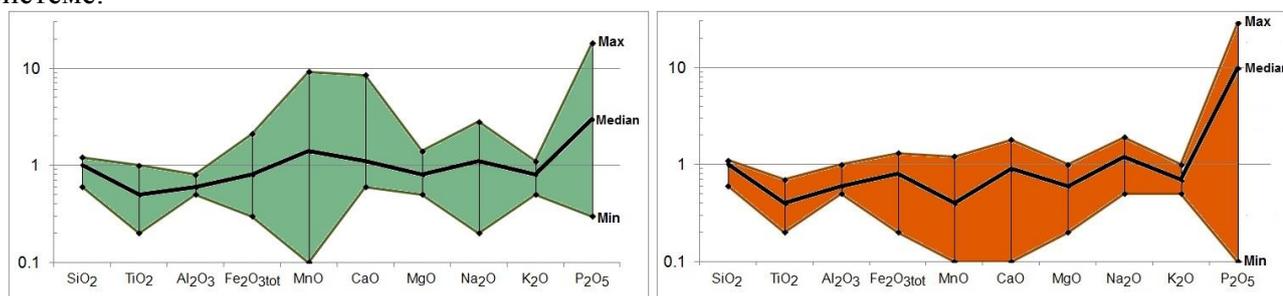


Рис.4. Области изменения содержаний основных породообразующих оксидов в глинистых костеносных отложениях Благовещенского (а) и Кундурского (б) местонахождений динозавровой фауны, нормированных на PAAS (средний постархейский австралийский глинистый сланец)

Электронно-микроскопические и рентгеноспектральные исследования особенностей строения и химического состава диагенетических глинистых минералов, локализирующихся в естественных порах fossilized bone remains, показал, что фосфор может входить в состав глинистых минералов, которые среди общей массы агрегатов, содержащих следовые количества фосфора, образуют индивидуальные выделения с высоким содержанием последнего (рис. 5).

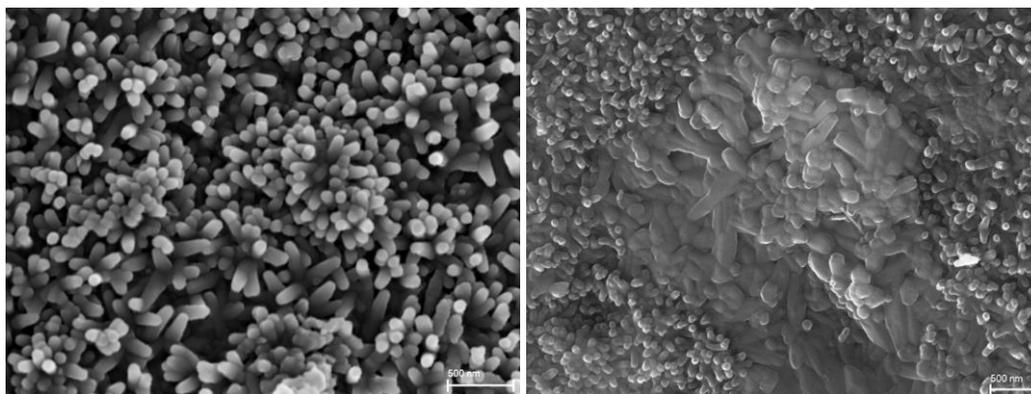


Рис.5. Микроструктура глинистых минералов (а) с зонами повышенной концентрации Р (б)

Исследования особенностей строения костных остатков показало присутствие монтмориллонита в естественных каналах протекания костной ткани позднемеловых рептилий на стадии преобразования осадков и пород и, таким образом, имеет аутигенный характер образования. Отмечается каолинит с плохо упорядоченной, несовершенной структурой, фиксируемой на дифрактограммах уширением базальных отражений (7.20 \AA) в верхнем костеностном горизонте Благовещенского местонахождения, что указывает на аллотигенный характер выветривания вышележащих пород. Кундурское местонахождение отличается присутствием хорошо окристаллизованного каолинита ($7.18, 3.58 \text{ \AA}$) и слюдистой составляющей ($10.08, 5.02 \text{ \AA}$). Образование минеральной группы смектитов обычно происходит в щелочных условиях при рН выше 9, это может свидетельствовать о постепенном замещении структуры слюд смектитовой, более стабильной в резкощелочных условиях озерной котловины [2]. В Благовещенском местонахождении преобладает больше преобразованного иллит-смектита, чем в Кундурском, это объясняется разными фаціальными обстановками резкощелочной и слабо-щелочной соответственно. Фаціальная обстановка была благоприятна для сохранения костных останков в захоронениях - низкая кислотность поверхностных, почвенных, грунтовых и иловых вод в местах осадконакопления.

В соответствии с имеющимися представлениями процессы преобразования глинистых минералов подчиняются следующим закономерностям: в верхних горизонтах осуществляется диспергирование и образование глинистых суспензий, в нижних иллювиальных их переотложение и накопление, а в переходных возможны и вынос, и привнос, и «транзитное» перемещение глинистых частиц.

Проведенный комплекс исследований показал достаточно хорошую сходимость результатов, полученных разными методами. Качественные и количественные изменения в составе глинистых минералов контролируются составом пород, слагающих водосборные площади, а также присутствием органического вещества, устойчивостью их на путях переноса, способностью к трансформационным изменениям в водной среде.

Литература

1. Моисеенко В.Г., Сорокин А.П., Болотский Ю.Л. 1997. Ископаемые рептилии Приамурья // Хабаровск.С. 54.
2. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие — М.: ЭСЛАН. 2008. С.356.
3. Dudek T., Srodon J., Eberl D. D., Elsass F., Uhlik P. Thickness distribution of illite crystals in shales. XRD, HRTEM measurements // Clays & Clay Minerals, 2002.V. 50. P. 85–91.
4. Turgeon S., Brumsack H.-J. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy // Chem. Geol. 2006. V. 234. P. 321–339.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

РАЗВИТИЕ ВНЕШНИХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ В ВОССТАНОВИТЕЛЬНОМ И БИОСФЕРНОМ ПЕРИОДАХ

И.Ф. Савченко¹, Н.И. Белозеров², И.В. Гиренко¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

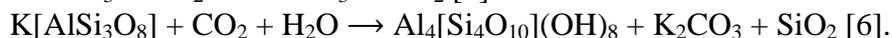
²Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

В геологической летописи Земли установлено, что её образование началось 4,6 млрд лет назад с главной аккреции планетоземалей и закончилось 4,55 млрд лет назад. Относительный рост массы Земли к этому времени достиг 98-99 % [9, 2]. К рубежу 4,4 млрд лет назад сформировался магматический океан, образовались гидросфера и первичная углекислотно-аммиачная атмосфера [8, 3]. Земля остывала благодаря полномантийной конвекции, что обусловило появление литосферы мощностью 50 км. Интервал эволюции 4,5-3,5 млрд лет назад ознаменовался тем, что к рубежу 3,7-3,5 млрд лет назад коры выветривания были восстановленными, в интервале 3,9-2,7 млрд лет назад зафиксировано начало формирования гранитной коры, железистых кварцитов, на рубеже 3,5 млрд лет назад появились первые автотрофы [5, 7]. Практически одновременное появление гранитов континентальной коры, железистых силикатов и древнейших автотрофов не является случайным, а означает появление нового постоянно действующего фактора эволюции – биосферы. Примечательно, что за железнорудным циклом следует серный, а массовое образование первых алмазов путем метаморфизма органических веществ (возрастом 3,2-2,9 млрд лет) обнаруживается в кимберлитах [10]. Окисленные коры выветривания появились на рубеже 2,0-2,1 млрд лет назад.

Окислительный фактор действует с архея, поэтому мы считаем необходимым детализировать процессы эволюции внешних оболочек Земли, обусловленные процессами глобальной конвекции в восстановительный, а затем в биосферный окислительный периоды.

Особенности эволюции Земли в восстановительный период состояния атмосферы и гидросферы

Движущим механизмом эволюции оболочек Земли в этом периоде, длившемся 750-1050 млн лет была глобальная конвекция. На ранней Земле она была полномантийной [1], ячеистой с диаметром ячейки 1000-1500 км [4], возможно в виде тектоники малых плит. Учитывая расчеты [4], длина доархейских СОХ была равна длине доархейских впадин и составляла 400-450 тыс. км, т.е. в 5 раз длиннее современных СОХ. Доархейские (Хадейские) хребты были подводными 2,0-3,0 км высоты. Базальтовые эффузивы должны были подвергаться гальмиролизу и геохимическому выветриванию. Результатом этого было высвобождение гидроксида железа (II) и других металлов, а также образование карбонатов, кварца, глины. Например:



За 1,0 млрд лет такие процессы могли привести к значительному поглощению CO₂, снижению парциального давления CO₂ в атмосфере, проницаемости её для солнечных лучей и формированию широтной зональности атмосферы. Наличие аммиачного азота должно было способствовать появлению хлорофилла у фотосинтетиков-автотрофов, что и было зафиксировано на рубеже 3,8-3,5 млрд лет назад.

В то же время за этот первый млрд лет, несмотря на магматическую активность, еще не было выявлено образования гранитоидов континентальной коры возрастом старше 3,9 млрд лет. Тоналит-трондьемитовые гнейсы континентов в больших объемах начали формироваться в интервале 3,9-2,7 млрд лет, т.е. уже в эпоху окислительной гидросферы. Из этого обзора следует, что продукты гальмиролиза и геохимического выветривания базальтовых эффузивов в ходе дайвинга окислению водой не подвергались, а переплавка пелагических осадков не приводила к образованию кислых пород. Вода, как окислитель играла в течении одного млрд лет ничтожно малую роль, предположения о гидратации кислых пород в ходе конвекции [1, 11] в этой связи несостоятельны и противоречат законам сохранения.

Эволюция внешних оболочек Земли в окислительный биосферный период

В этот период, который продолжается в настоящее время, ведущим фактором тепломассообмена является также глобальная конвекция. В архее она была полномантийной, затем двухслойной, впоследствии оформилась тектоника литосферных плит с проявлениями спрединга, субдукции, коллизии, дрейфа материков. С рубежа 2,6-2,7 млрд лет появились мантийные термохимические плюмы, континентальный рифтогенез. В начале архея в фотической зоне океана появились фотосинтетики – автотрофные организмы [5, 7]. Из воды и углекислого газа с использованием солнечного света они синтезируют ОВ и выделяют в гидросферу свободный кислород, т.е. формируется биосфера. Кислород вступает в реакции окисления растворенных в океане веществ – аммиака и гидроксидов Fe (II), сорбируется продуктами гальмиролиза и геохимического выветривания, например цеолитами, глинами. Масса ОВ, соответствующая использованному O₂, выпадает в осадок в виде керогена и входит в состав океанических осадков [5]. В коллизионно-субдукционной обстановке следования океанской литосферной плиты в глубокие недра осадки подвергаются метаморфизму: насыщенные кислородом продукты выветривания базальтов переплавляются образуя граниты симатического ряда литогенеза. ОВ океанических осадков при глубоком метаморфизме выделяет твердые аллотропные соединения углерода (карбины, фуллерены, графит, алмаз) и монофазный флюид. Монофазный флюид фильтруется к поверхности, разделяется на конденсат (вода, нефть), неконденсируемые горючие газы (CH₄, C₂H₆), гетеросоединения (CO₂, CO, H₂S, HCN) и еще около 300 индивидуальных веществ, а твердая фаза углерода продолжает участие в мантийных течениях.

В связи с тем, что при субдукционно-коллизионном поглощении литосферных плит траектория погружения наклонена в сторону активных континентальных окраин, то горизонтальное положение глубин погружения отражает термобарические условия метаморфизма. Сначала выделяются эруптивные газы вулканов, образуются потоки гранитной лавы, организуются потоки интрузивов, а затем обозначаются месторождения нефти и газа.

Из описанной модели эволюции следует, что в биосферный этап сформировалось две системы, в основе которых лежит глобальная конвекция.

Первая система – это система генерации гранитов континентальной коры. В начале биосферного периода эволюции при существовании регулярной конвективной сети появление низкоплотных эффузивов и интрузивов гранитоидов привело к образованию плавающих над астеносферой фрагментов континентальной коры. Это вызвало изменение механизма глобальной конвекции, дрейф материков, формирование суперконтинентов. Конвекция преобразовалась в тектонику литосферных плит, субдукция осуществлялась под континентальные окраины, где происходило формирование месторождений углеводородов, которые порождались глобальной углеводородной системой (Рис.). Субдукция и коллизия под активные континентальные окраины вызвала формирование глобальной углеводородной системы, флюиды которой формируют нефтегазовые ресурсы, на материках и шельфе, а твердая фаза углерода вовлекается в мантийные течения и в составе плюмов достигает верхних слоев литосферы. Глобальная углеводородная система включает формирование океанических осадков ОВ совместно с продуктами выветривания базальтов спрединга. Вовлечение этих осадков в субдукцию или коллизию сопровождается термическим метаморфизмом осадков ОВ с выделением твердой фазы аллотропных соединений углерода и монофазного флюида пиролиза органики. Термический метаморфизм ОВ сопровождается выделением экзогенной энергии пиролиза, ежегодное количество которой равно $1,5 \times 10^{18}$ Дж, что сравнимо с энергией землетрясений.

Из вышеприведенного следует, что в окислительный биосферный период появились важные факторы эволюции земных оболочек – O₂ и ОВ, которые привели к образованию коры континентального типа, что изменило механизм конвекции на тектонику литосферных плит и способствовало появлению плюмов [8]. Образовалась система генерации континентальной коры в составе механизма глобальной конвекции.

Резюмируя сказанное следует отметить, что биосфера путем фотосинтеза конвертировала в континентальную кору 3311 Пт кислорода, на что израсходовала 4032 Пт CO_2 и 1904 Пт H_2O , а масса органических осадков в океане составила 2749 Пт. При фотосинтезе было усвоено $50,7 \times 10^{27}$ Дж солнечной энергии, а $6,1 \times 10^{27}$ Дж энергии (12 %) выделилось в недрах при метаморфизме ОВ, Мировой океан обмелел на 705 млн км^3 .

Далее важно отметить, что системы формирования континентальной коры и генерации УВ, в основе которых лежат продукты фотосинтеза, обеспечиваются непрерывной глобальной конвекцией. Нефть, вода, горючие и другие газы, графит, алмаз являются продуктами метаморфизма океанических осадков ОВ. Континентальная кора и углеводородная система формируются одновременно и имеют материальный источник – окисленные пелагические

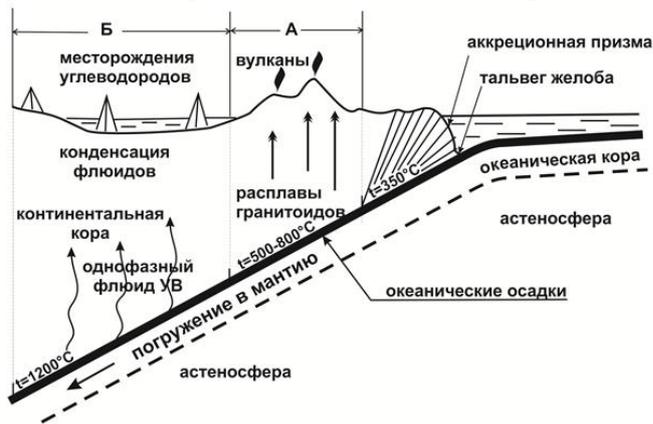


Рис. Схема субдукции под континентальную окраину и проявление систем генерации континентальной коры (сектор А) и генерации углеводородов (сектор Б).

осадки. Метаморфизм океанических осадков протекает в проточном режиме с возможностью увеличения объемов континентальной коры и ресурсов углеводородов, рост которых ограничен только концентрацией океанических осадков и геологическим временем субдукции. Расстояние размещения проявлений УВ от аккреционной призмы, как следует из рисунка, зависит от угла вхождения океанической плиты под континент и геотермических коэффициентов на трассе погружения.

Органической глубинной нефтью насыщена кристаллическая и осадочная толща континентальной коры и шельфа. С глубиной насыщение УВ растет. По нашим расчетам с мела в континентальную кору поступило около 12,5 Пт флюидов УВ, а средняя концентрация запасов УВ достигает 70 млн т/км^2 . Эта средняя концентрация запасов дает общее представление о ресурсах УВ, для которых выраженная неравномерность схематично показана на рисунке. Сохранность, изобилие ресурсов после длительной дефлюидизации является насущной задачей оценки нефтегазового потенциала конкретной геологической структуры. Поэтому важно оценку ресурсов УВ предварять разработкой модели геодинамики региона, палеорекострукции тектонических и геодинамических событий с тем, что бы обосновать содержание геофизических исследований, а затем и объем поисково-разведочных работ, имея в виду их глубинное происхождение из океанических осадков ОВ.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкина А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: ГЕО, 2001. – 409 с.
2. Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 761-784.
3. Дроздовская А.А., Снежко А.М. Проблема органического вещества в раннем докембрии. – М.: ВИЭМС, 1989. – 55 с.
4. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 416 с.
5. Заварзин Г.А. Становление биосферы // Вестник РАН. 2001. Т. 71, № 11. С. 988-1001.
6. Минералогия и петрография: учебник для техникумов / Миловский А.В. – М.: Недра, 1973. – 368 с.
7. Розанов А.Г. Когда появилась жизнь на Земле // Вестник РАН. 2010. Т.8, № 5-6. С. 533-541.
8. Хаин В.Е. Взаимодействие атмосферы, биосферы и литосферы – важнейший процесс в развитии Земли // Вестник РАН. 2007. Т. 77, № 9. С. 794-797.
9. Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 753-760.
10. Maruama Sh., Liou J.G. From snowball to Phanerozoic Earth // Intern. Geol. Rev. 2005. V. 47. P. 775-791.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В БУРЫХ УГЛЯХ ЕРКОВЕЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИАМУРЬЕ)

А.П.Сорокин, М.Н. Малинкин, А.А.Конюшок

Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

Редкоземельные элементы (РЗЭ) очень схожи в структуре их атомов и химических свойствах, поэтому они тесно сосуществуют в природе. Они не только имеют близкие электровалентность, интенсивность ионной адсорбции и химические свойства, но также имеют очень стабильные геохимические характеристики. Их подвижность и контролирующие факторы являются отражением определенных геологических и физико-химических условий. Состав РЗЭ в геологических материалах часто используется для объяснения физико-химических условий в геологических процессах. Многие исследователи изучали геохимию РЗЭ в углях, аргиллитах, черных сланцах, вулканических породах, в металлосодержащих рудах для объяснения условий их происхождения, тектонических условий, палеообстановки, состава древних вод и другой информации, связанной с их отложением [10,13].

В Амурской области РЗЭ установлены в углях Ерковецкого бурогоугольного месторождения, расположенного в бассейне р. Ивановка в 60–75 км восточнее г. Благовещенска, в 30–45 км западнее ст. Екатеринославка. Угленосность его связана с отложениями кивдинской свиты палеогенового возраста. Пространственные границы месторождения определяет пласт I кивдинской свиты, расщепляющийся по периметру месторождения на сближенные пласты I, Ia, Ib, Iv. Залегание пластов горизонтальное со слабым погружением к северу и северо-востоку от 5–30 до 180 метров. Месторождение состоит из трех участков (Восточный, Западный и Южный). На каждом из них три рабочих пласта мощностью от 2 до 8 метров при средней 5,2 метров с глубиной залегания на Восточном 20–85 метров, на Западном 31–110 метров и на Южном 18–98 метров при средней по участкам 46, 57, 60 метров. Угли кивдинской свиты бурые, марки Б2, средней степени углефикации, класса гелитолитов.

Геохимические исследования угленосной толщи проведены в эксплуатационном карьере «Южный». Пласт угля опробован бороздовым методом секциями 0,5-1 м (пробы Ер10/1 – Ер10/10). Пробы проанализированы в пробирной лаборатории АмурНЦ ДВО РАН, затем по наиболее представительным сечениям пласта - в Хабаровском инновационном аналитическом центре с помощью прибора ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США).

Угленосная толща характеризуется существенным геохимическим и минералогическим разнообразием. Особенно это присуще бурым углям, в которых установлены V, Co, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Y, Au, Ag, Pt, Pb, Sb, Sn, As, Se, Th, REE, Nb, Hf, Ta. При этом, по целому ряду редких, цветных и редкоземельных металлов отмечаются аномально высокие значения. Определения концентраций были проведены для всех 14 редкоземельных элементов, включая La, Ce, Pr и Nd (табл.1). Легкие редкие земли (LR) включают ряд от La до Eu, тяжелые редкие земли (HR), от Gd до Lu. В пласте угля месторождения общее количество РЗЭ составляет, в среднем 53 мкг/г; эта величина значительно меньше кларкового содержания в континентальной коре (УСС) (среднее 146 мкг/г) [16]. Содержание легких РЗЭ равняется в среднем 46,5 мкг/г, что составляет до 87,7% от общего количества РЗЭ. Общее содержание тяжелых РЗЭ равняется в среднем 6,5 мкг/г, что составляет 12,3% от общего количества РЗЭ.

РЗЭ имеют особые геохимические характеристики, такие как очень похожие химические свойства и низкая растворимость. Более того, они являются стабильными во время выветривания, эрозии, переноса, осаждения и в процессах раннего диагенеза. На них слабо влияют постседиментационные трансформации, а также процессы низкотемпературного метаморфизма, поэтому их соотношения в осадочных породах (в первую очередь тонкозернистых – глинистых сланцах, алевроаргиллитах, аргиллитах и глинах) точно отражают состав палеоводосборов [2]. Реконструкция состава палеоводосборов по спектрам РЗЭ основана на том, что магматические породы основного состава характеризуются низкими отношениями

легких РЗЭ к тяжелым (LR/HR) и не имеют достаточно выраженной Eu аномалии, тогда как кислым породам свойственны высокие отношения LR/HR и отчетливая отрицательная аномалия Eu [6,12].

Содержания нормированных по хондриту РЗЭ приведены в табл.1.

Табл.1.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Ер 10/1	100,51	77,02	52,46	36,44	22,00	12,29	15,26	10,10	7,72	7,26	6,83	6,01	5,39	5,79
Ер 10/2	23,91	21,05	15,15	10,68	5,80	2,50	4,42	3,83	3,01	2,56	2,40	2,59	2,64	2,62
Ер 10/3	69,84	52,25	33,73	23,76	13,55	6,21	8,74	6,32	5,33	4,58	3,83	3,27	3,14	3,41
Ер 10/4	50,12	39,28	27,97	17,48	10,23	5,26	8,80	7,39	5,26	5,41	5,76	6,06	5,63	5,41
Ер 10/5	64,38	46,08	31,07	21,01	12,67	6,21	9,11	6,30	5,08	5,14	5,20	4,82	4,44	4,81
Ер 10/6	31,75	24,93	16,26	13,15	9,05	4,79	6,73	5,15	4,66	4,40	3,75	3,01	2,63	2,86
Ер 10/7	57,85	23,85	13,62	10,03	5,66	3,69	7,26	4,85	3,39	4,57	4,61	3,90	2,65	2,87
Ер 10/8	95,62	39,27	27,49	24,44	16,51	9,93	20,88	15,62	16,40	22,80	22,15	16,86	12,59	16,42
Ер 10/9	204,31	176,41	142,54	103,74	56,72	22,74	36,59	29,83	22,25	17,33	15,23	15,00	14,96	15,04
Ер 10/10	514,25	404,78	347,54	272,55	152,91	61,53	101,58	84,69	61,80	46,55	38,43	36,66	33,88	32,70

Систематика распределения РЗЭ во вмещающих породах и углях приведены в табл.2. Общее содержание (Σ REE) РЗЭ в углях 29–80 мкг/г. Хондритнормализованные содержания РЗЭ в углях показывают обогащение легкими (LR) элементами, для тяжелых элементов (HR) наблюдается дефицит. Кроме этого, отмечена отрицательная Eu* аномалия [8].

Табл.2.

		Σ LRREE	Σ HRREE	Σ REE	LR/HR	La _N /Sm _N	Gd _N /Yb _N	La _N /Yb _N	Eu*	Eu/Eu*
Ер 10/1	Глины серые, плотные	95,81	8,64	104,46	11,09	4,57	2,83	18,63	18,63	0,66
Ер 10/2	Угли бурые	25,72	2,98	28,70	8,64	4,12	1,67	9,04	5,11	0,49
Ер 10/3	Угли бурые	64,58	5,16	69,74	12,51	5,16	2,78	22,24	11,14	0,56
Ер 10/4	Угли бурые	48,05	6,01	54,07	7,99	4,90	1,56	8,91	9,51	0,55
Ер 10/5	Угли бурые	57,87	5,71	63,57	10,14	5,08	2,05	14,48	10,89	0,57
Ер 10/6	Угли бурые	31,67	4,35	36,01	7,28	3,51	2,56	12,09	7,89	0,61
Ер 10/7	Угли бурые	35,02	4,24	39,26	8,25	10,22	2,75	21,87	6,46	0,57
Ер 10/8	Угли бурые	62,90	16,95	79,84	3,71	5,79	1,66	7,59	18,70	0,53
Ер 10/9	Глины светло-серые	225,60	21,64	247,24	10,42	3,60	2,45	13,66	46,66	0,49
Ер 10/10	Пески серые, средне зернистые	549,44	57,79	607,24	9,51	3,36	3,00	15,18	127,24	0,48

Анализ результатов позволил выявить отсутствие выраженного тренда изменения медианных значений величины La_N/Yb_N, который обычно отражает постепенное увеличение к концу периода накопления угленосной толщи роли основных магматических пород на палеоводосборах. Учитывая, что разброс минимальных и максимальных значений La_N/Yb_N для глин и песков из подошвы и кровли угольного пласта незначителен, можно предполагать, что палеоводосборы во время накопления отложений в палеогене были в существенной мере гомогенными. РЗЭ-систематика подавляющей части проанализированных образцов терригенных пород вмещающих угольный пласт позволяет позиционировать их как образования стабильных тектонических обстановок, скорее всего, не претерпевших воздействия каких-либо высокотемпературных эндогенных флюидов, как это показано в работе Маслов А. В. и др., 2010 [4].

Мерой соотношения кислых и основных пород в источниках сноса выступает и вид спектра распределения РЗЭ во вмещающих уголь породах. Величиной дифференциации легких (LR) и тяжелых (HR) редкоземельных элементов являются в этом случае либо отношение

La_N/Yb_N , либо величина LR/HR. Значения отношения $La_N/Yb_N < 4$ и пологий общий облик кривых РЗЭ (Gd_N/Yb_N до 1.5) позволяют предполагать существенную роль в источниках сноса магматических пород основного состава, тогда как при величине $La_N/Yb_N > 8$ (и, соответственно, крутом наклоне спектра) можно сделать вывод о преобладании в областях питания кислых магматических образований [39, 105]. Высокие (≥ 20) значения отношения La_N/Yb_N указывают на доминирование на палеоводосборах гранитоидов [13]. Это подтверждают наши данные, что основными источниками сноса служили в основном изверженные породы Буреинско-Туранского массива. В углях Ерковецкого месторождения отношение $La_N/Yb_N > 8$. И только в пробах Ер10/3 и Ер10/7 отношения La_N/Yb_N больше 20.

Европиевая аномалия. Широкое применение нашло вычисление «европиевой аномалии» (Eu^A), представляющей собой отношение реального содержания европия к «теоретическому» значению (Eu^*), полученному путем интерполяции между содержаниями соседей европия – самария и гадолиния: $Eu^* = (Sm_N + Gd_N)/2$, где N означает нормировку по хондриту [7].

Величина Eu/Eu^* в глинистых сланцах, алевроаргиллитах и аргиллитах является показателем состава размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород. В Ерковецких углях данный параметр относительно мал ($Eu/Eu^* \sim 0,49-0,61$, что свидетельствует о преобладании в областях размыва палеогеновых кристаллических пород или пород, сформированных за счет ювенильного материала, не претерпевшего существенного преобразования в континентальной коре. Поскольку величина отношения Eu/Eu^* в тонкозернистых терригенных образованиях месторождения $< 0,80$, то предполагается, что размывавшиеся на палеоводосборах комплексы пород претерпели определенную внутрикоровую трансформацию (т.е. в той или иной мере подверглись воздействию внутрикоровых интрузивов или гидротермальных растворов) [6]. Средняя величина Eu/Eu^* в осадочных породах фанерозоя составляет порядка 0,61–0,72 [1,6].

Если бы в осадочных образованиях, вмещающих уголь, положительные Eu аномалии составили $> 1,0-1,1$, то это могло бы объясняться воздействием на них глубинных гидротермальных растворов/флюидов, так как гидротермальные флюиды внекорового происхождения обогащены Eu [11]. Кроме того, по данным, приведенным в [3], появление положительных аномалий Eu обусловлено его большей миграционной подвижностью, по сравнению с другими лантаноидами. В нашем случае мы можем иметь дело только с низкотемпературным воздействием на угли и вмещающие породы.

Диаграмма хондрит-нормализованного содержания РЗЭ в бурых углях Ерковецкого месторождения представлена на рис. 1.

Имеющиеся у авторов результаты анализов показывают одинаковый тренд распределения РЗЭ в бороздовых пробах угольного пласта. Все кривые распределения имеют одинаковый наклон и наклонены в правую сторону на графике. Кривые легких РЗЭ имеют более резкий наклон, чем тяжелые РЗЭ (Рис.1); это связано с устойчивым накоплением (обогащением) легкими LR и с дефицитом тяжелых HR РЗЭ, в процессе, описанном выше. Более того, кривые демонстрируют четкий дефицит (отрицательную аномалию) европия (Eu/Eu^* изменяется между величинами 0,49-0,61 при среднем значении 0,55).

Известно, что основные магматические породы характеризуются низкими значениями отношений легких РЗЭ к тяжелым и не имеют европиевой аномалии, в то время, как кислые их аналоги характеризуются высокими отношениями легких к тяжелым РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией [9,14,15]. Особенности распределения хондрит нормализованных значений РЗЭ в углях (обогащение легкими РЗЭ и дефицит тяжелых РЗЭ) и наличие европиевого минимума указывают на то, что на их распределение оказали магматические породы кислого состава.

Изменение содержаний РЗЭ по разрезу в угольном пласте Ерковецкого месторождения и отрицательная аномалия европия указывают, что РЗЭ в углях и в терригенных окружающих породах имеют одинаковое происхождение, но в процессе эпигенеза угли подвергались воздействию низкотемпературного термального источника с кислотными свойствами. Таким воздействующим фактором могут быть гидротермальные флюиды или газовые эманации от

нижележащих магматических источников. Наличие таких источников подтверждается косвенно геофизическими данными [5].

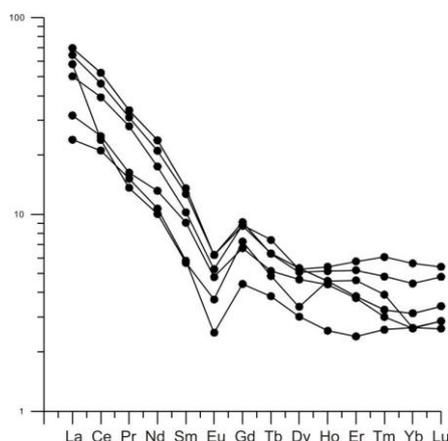


Рис. 1. Хондрит-нормализованные содержания РЗЭ в бурых углях.

Литература

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. Т. 1. 288 с.
3. Колонин Г.Р. Физико-химические особенности европия как возможного индикатора условий минералообразования // Докл. АН. 2006. Т. 408, № 4. С. 508–511.
4. Маслов А.В., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Алексеев В.П., Лепихина О.П., Лепихина Г.А. Систематика редкоземельных элементов и элементов платиновой группы в тонкозернистых терригенных породах средней и верхней юры Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). *Литосфера*, 2010, № 2, с. 3–24
5. Сорокин А.П. Рождествина В.И. Особенности процессов дегазации при внедрении газовой-жидких флюидов в угленосные толщи (на примере Ерковецкого бурогоугольного месторождения, среднее Приамурье) // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии: IX Косыгинские чтения: Материалы всероссийской конференции, 13-15 сентября 2016, г. Хабаровск. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2016. С. 336-338.
6. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
8. Bai Y., Liu Z., Sun P., Liu R., Hub X., Zhao H., Xu Y. Rare earth and major element geochemistry of Eocene fine-grained sediments in oil shale- and coal-bearing layers of the Meihe Basin, Northeast China. // *Journal of Asian Earth Sciences* 97 (2015) 89–101
9. Charles, K., Makenya, A.H.M., Shukrani, M., 2008. Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: implications for provenance and source rock weathering. *Precambrian Res.* 164, 201–213.
10. Condie, K.C., 1991. Another look at rare earth elements in shales. *Geochim.Cosmochim. Acta* 55 (9), 2527–2531.
11. Graf J.L. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulphide deposits in volcanic rocks // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. P. 527–548.
12. McLennan S.M., Taylor S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geol.* 1991. V. 99. P. 1–21
13. Mills, R.A., Elderfield, H., 1995. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26 N Mid-Atlantic Ridge. *Geochim.Cosmochim. Acta* 59, 3511–3524.
14. Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Boucayrand, C., Herail, G., 2006. Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. *Chem. Geol.* 226, 31–65.
15. Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks.* // Science Press, Beijing.

Научное издание

**Вопросы геологии и комплексного освоения
природных ресурсов Восточной Азии**

Четвертая Всероссийская научная конференция
(05-07 октября 2016 г., г. Благовещенск)

Сборник докладов
(Том 1)

Составитель сборника

к.б.н. Леусова Наталья Юрьевна

Утверждено к печати Ученым советом ИГиП ДВО РАН

Доклады печатаются в авторском оформлении

Подписано в печать 20.09.2016г. Формат 60x84/8.

Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура Times New Roman.

Усл. печ. листов 19,6. Заказ № Тираж 300.

Отпечатано с готовых диапозитивов в ООО «Буквица».
67500, Благовещенск, ул. Б. Хмельницкого, 9.
т. (4162) 53-15-10, тел. (4162) 51-11-88, 49-12-70, 53-14-69
www/bukvica.com